Document public

Carte géologique numérique à 1/250 000 de la région Midi-Pyrénées. Notice technique

Rapport final

BRGM/RP-63650-FR
juin 2014

Cette carte géologique numérique est cofinancée par l'Union Européenne. L'Europe s'engage en Midi-Pyrénées avec le Fond européen de développement régional

Liberté • Égalité • Fraternité
RÉPUBLIQUE FRANÇAISE

Opération soutenue par l'État
FONDS NATIONAL D'AMÉNAGEMENT ET DE DÉVELOPPEMENT DU TERRITOIRE

UNION EUROPEENNE

l'Europe s'engage en Midi-Pyrénées avec le FEDER

Géosciences pour une Terre durable
brgm

Document public

Carte géologique numérique à 1/250 000 de la région Midi-Pyrénées. Notice technique

Rapport final

BRGM/RP-63650-FR
Juin 2014

Étude réalisée dans le cadre des projets
de recherche scientifique du BRGM 2010 GEOR23

B. Monod (Coordonnateur)

Vérificateur :	**Approbateur :**
Nom : **Thierry Baudin**	Nom : **Philippe Roubichou**
Original signé le 03/09/2014	Original signé le 12/09/2014

En l'absence de signature, notamment pour les rapports diffusés en version numérique, l'original signé est disponible aux Archives du BRGM.

Le système de management de la qualité du BRGM est certifié AFAQ ISO 9001:2008.

Géosciences pour une Terre durable
brgm

Mots clés : Carte géologique, carte numérique, Pyrénées, Bassin d'Aquitaine, Massif Central, Montagne Noire, molasses, Hercynien, Varisque, Lherzolites, Alpin

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Monod B. (2014) – Carte géologique numérique à 1/250 000 de la région Midi-Pyrénées. Notice technique. **BRGM/RP-63650-FR**, 160 p., 23 fig., 1 pl. hors-texte.

© BRGM, 2014, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

Synthèse

La connaissance de la géologie est un besoin de base pour de nombreuses activités économiques de la région Midi-Pyrénées. Le document de référence en la matière est la carte géologique.

La Région Midi-Pyrénées est couverte par un peu plus d'une centaine de cartes géologiques à 1/50 000. L'ensemble des cartes a été vectorisé et un programme national concernant la cartographie de l'aléa retrait-gonflement a permis de réaliser l'harmonisation de quatre départements de la région Midi-Pyrénées : Lot, Ariège, Hautes-Pyrénées et Aveyron. Le projet GARVEMIP (**G**éologie h**ar**monisée et **ve**ctorisée de **Mi**di-**P**yrénées) a permis de réaliser, en premier lieu l'harmonisation des quatre derniers départements de la région, et à partir de ces documents, une carte géologique synthétique à 1/250 000, présentée dans ce rapport. Les cartes produites sont numériques, dans un format vectoriel.

La mobilisation de subventions d'Etat et de l'Europe, par le biais des fonds Feder, pour la réalisation de cette carte numérique et harmonisée permet de mettre à disposition des acteurs publics régionaux des licences d'utilisation gratuites dont le BRGM reste propriétaire intellectuel.

L'échelle du 250 000ème est parfaitement adaptée aux dimensions de la région pour une représentation cartographique. De plus cette échelle permet de synthétiser les connaissances actuelles et produire un document à jour par rapport aux nouveaux concepts de la discipline. La carte produite intègre donc des tracés inédits par rapport aux cartes géologiques à 1/50 000. Le travail a été coordonné par le BRGM avec la collaboration de partenaires universitaires de Toulouse, Orléans, Nancy. Cette démarche s'intègre parfaitement au nouveau programme cartographique de Référentiel Géologique de la France (RGF) du BRGM, dont le premier chantier à été lancé sur les Pyrénées pour les cinq années à venir.

Le présent rapport constitue la notice de la carte géologique régionale. La première partie présente les grands ensembles géologiques identifiés sur le territoire de la région. La deuxième partie décrit les terrains observés et la troisième partie retranscrit l'histoire géologique qui a conduit au façonnement des paysages tels qu'ils sont observés aujourd'hui.

L'histoire géologique de la Région Midi-Pyrénées s'organise autour de deux grands cycles orogéniques : le cycle varisque couvrant la période allant de 460 Ma (Millions d'années) à 252 Ma, et le cycle alpin depuis 252 Ma à nos jours. Toutefois, l'âge des premières roches présentes sur le territoire de la Région est attribué au Néoprotérozoïque, il y a 600 Ma environ. Les auteurs s'accordent aujourd'hui sur l'existence d'une série sédimentaire d'âge précambrien supérieur / néoprotérozoïque, mais les connaissances géologiques sur ces séries sont rares. L'avancée des connaissances de ces dernières années à également permis de reconnaitre des

roches plutoniques provenant d'un magmatisme daté de l'Ordovicien (autour de 470 Ma).

Le cycle varisque est caractérisé dans le Massif Central par les terrains métamorphiques dont le protolithe est mal contraint. Ces terrains, constituant l'édifice des nappes, ont subis plusieurs épisodes de déformation en lien avec leur position interne dans la chaîne de montagne varisque. La fin du cycle est traduite par le démantèlement de la chaîne avec la mise en place de plutons granitique comme le Sidobre et l'ouverture de bassins continentaux, houillers à Decazeville et Carmaux par exemple, d'âge carbonifère supérieur (305 Ma). C'est à cette époque que se déclenche le paroxysme de la déformation dans les Pyrénées, avec un métamorphisme de haute température et la mise en place de nombreux plutons granitiques (Cauterets, Foix, …) à travers les séries sédimentaires du Paléozoïque. La fin de l'orogenèse est enregistrée dans les Pyrénées au niveau de bassins continentaux à l'intérieur de la chaîne où se déposent des sédiments grossiers de couleur rouge.

L'histoire géologique de la région Midi-Pyrénées pendant le cycle alpin est lié à l'histoire des déplacements de l'Ibérie par rapport à la grande plaque européenne, conduisant à l'individualisation du Bassin d'Aquitaine. L'ouverture de l'océan Atlantique central et du golfe de Gascogne provoque une rotation antihoraire de l'Ibérie conduisant d'abord à une extension du Trias au Crétacé inférieur (252 à 100 Ma), caractérisée par des dépôts de roches carbonatées, puis à une phase compressive du Crétacé supérieur au Tertiaire (86 à 30 Ma). L'orogenèse pyrénéenne débute à l'Est et se poursuit vers l'Ouest entre l'Yprésien supérieur, il y a 50 Ma, et l'Oligocène (30 Ma). Les effets de la compression sont visibles jusque dans le Massif Central, la Montagne Noire, et même les causses du Quercy. Une fois les Pyrénées soulevées, l'érosion des sommets se traduit par le dépôt caractéristique dans le Bassin d'Aquitaine, des molasses, argiles plus ou moins sableuses avec intercalations de calcaires, qui représentent la majeure partie des roches affleurantes de la Région. C'est à partir du Quaternaire (2,6 Ma) que les rivières actuelles se mettent en place, donnant à la Région le paysage qui la caractérise aujourd'hui.

Sommaire

1. Présentation de la région Midi-Pyrénées : les grands ensembles géologiques13

2. Description des terrains 15

2.1. ROCHES SEDIMENTAIRES 15
2.1.1. Formations sédimentaires paléozoïques 15
2.1.2. Formations sédimentaires post-varisques – Paléozoïque 24
2.1.3. Formations sédimentaires mésozoïques 25
2.1.4. Formations sédimentaires cénozoïques 50
2.1.5. Formations superficielles et altération 57

2.2. ROCHES METAMORPHIQUES 59
2.2.1. Formations métamorphiques en dômes migmatitiques et gneissiques : magmatisme Ordovicien 59
2.2.2. Métamorphisme varisque (ou hercynien) 61
2.2.3. Métamorphisme alpin 72

2.3. ROCHES MANTELLIQUES 77

2.4. ROCHES MAGMATIQUES ET VOLCANIQUES 79
2.4.1. Formations magmatiques et volcaniques du cycle varisque 79
2.4.2. Formations magmatiques du cycle alpin 85
2.4.3. Formations volcaniques cénozoïques du Massif Central 87

3. Histoire géologique 91

3.1. PRESENTATION GENERALE 91
3.1.1. Le Massif Central 91
3.1.2. Le Bassin d'Aquitaine 91
3.1.3. Les Pyrénées 92

3.2. AVANT LE CYCLE VARISQUE 93
3.2.1. Le précambrien, l'origine de la croûte 93
3.2.2. Le début du Paléozoïque 93

3.3. LE CYCLE VARISQUE 96
3.3.1. L'orogène varisque dans le SW du Massif Central 96
3.3.2. Le cycle Varisque dans les Pyrénées 110

3.4. LE CYCLE ALPIN EN REGION MIDI-PYRENEES 121

3.4.1. Les Pyrénées et le Bassin d'Aquitaine – schéma structural 121
3.4.2. L'évolution sédimentaire, paléogeographique et géodynamique au Trias et Jurassique 123
3.4.3. La transition Jurassique - Crétacé et le Crétacé inférieur 128
3.4.4. Le Crétacé anté-orogénique (145-85 Ma) 128
3.4.5. Evolution orogénique Crétacé Supérieur, Paléogène et Néogène 141
3.4.6. Géomorphologie et dépôts récents 145
3.4.7. Structure profonde et déformation actuelle de la chaîne 147

4. Bibliographie 149

Liste des illustrations

Figure 1 – Schéma structural du Sud-Ouest de la France. Les limites administratives de la région Midi-Pyrénées sont représentées en blanc 14

Figure 2 - Faciès et organisation des dépôts du Flysch noir dans le cône de Mauvezin (Mégaséquence III du fossé des Baronnies, feuille de Bagnères-de-Bigorre). 37

Figure 3 – Tableau lithostratigraphique synthétique des membres et mégaséquences du Flysch noir des fossés « externes » conservés le long du chevauchement frontal NP (Principaux gisements fossilifères : F, ammonites ; mf, microfaune). Le long de la faille NP, dans les fossés « internes », ses membres correspondent aux Brèches de Jarret et aux Schistes de Lourdes (I, F. d'Arrodets), aux Schistes de Cap Nesté (I, F. de la Barousse), aux Brèches de Castel-Nérou, aux Schistes de la Ballongue et aux Brèches d'Alos (I, II, III, F. de la Ballongue) et aux Schistes de Sentenac d'Oust (I, f. d'Aulus). Fixer le F sur le tableau 38

Figure 4 – Lithostratigraphie et âge des sédiments campano-maastrichtien du sillon sous-pyrénéen 45

Figure 5 – Carte géologique simplifiée et coupe du stratovolcan du Cantal (P. Nehlig, BRGM).1 : basaltes supracantaliens ; 2 : phonolites; 3 : dépôts de coulées de débris ; 4 dépôts d'avalanches de débris ; 5 : dépôts cendro-ponceux ; 6 : stratocône trachyandésitique à trachytique ; 7 : basaltes infracantaliens ; 8 : sédiments oligo-miocènes. En rose pâle : socle varisque (hercynien). Le découpage rectangulaire correspond à celui des cartes géologiques à 1/50000. 88

Figure 6 – Schéma structural de la chaîne varisque dans le Massif central (d'après Faure et al., 2009). 97

Figure 7 – Coupe simplifiée du sud du Massif central, du Nord de la Margeride à la Montagne Noire montrant l'édifice de nappes résulant des trois principales déformations compressives superposées, D1, D2, D3. Les dépôts post-Carbonifère supérieur n'ont pas été représentés (d'après Faure et al., 2009). 100

Figure 8 – Carte structurale et cinématique des événements extensifs syn- à post-orogéniques (D4 et D5) d'âge Carbonifère supérieur (d'après Faure et al., 2009).....103

Figure 9 – Schéma structural des plutons namuriens du sud du Massif central dans leur contexte structural montrant la bonne cohérence des linéations (d'après Joly et al. , 2009). 106

Figure 10 – Tableau synoptique des événements sédimentaires, tectoniques, métamorphiques, et magmatiques du Massif central français (d'après Faure et al., 2009). 109

Figure 11 – Carte géologique du domaine varisque des Pyrénées. Plutons : CP = Cauterets-Panticosa, Ne = Néouvielle, Ba = Bassiès, Qu = Quérigut. Dôme gneissique : As = Aston, Ho = Hospitalet, Bo = Bossost. Massifs Nord-pyrénéen : Ar = Arize, CA = Castillon, SB = Saint-Barthelemy, 3S = Trois-Seigneur (d'aprés Denèle et al., 2014). 110

Figure 12 – Schéma structural des terrains varisques des Pyrénées (Denèle, comm. pers.).....113

Figure 13 – Reconstitution des évènements magmatiques et tectoniques dans les dômes de l'Aston et de l'Hospitalet (Denèle et al., 2014).....119

Figure 14 – Schéma structural de la chaîne varisque en France et en Espagne à la fin du Carbonifère (Denèle et al., 2014). CCC = Chaînes Côtières Catalanes, MCF = Massif Central Français, MN = Montagne Noire, ZA = Zone Axiale, ZCI = Zone Centrale Ibérique, ZC = Zone Cantabrique, ZNP = Zone Nord Pyrénéenne, ZGTM = Zone Galicia-Tras-os-Montes, ZWAL = Zone West Asturian-Leonese. 120

Figure 15 – Les grandes unités structurales des Pyrénées, modifiée d'après Lacan, 2008. Les limites administratives de la région Midi-Pyrénées sont représentées en blanc. 122

Figure 16 – Dynamique des dépôts sédimentaires dans le Bassin du Quercy (in Lézin et al., 2013).....127

Figure 17 – Les trois générations de fossés élémentaires qui se sont succédé sur place au cours de l'ouverture en transtension du bassin composite du Flysch noir (D'après Debroas, 1985 ; 1992b). 131

Figure 18 – Le remplacement, le long du décrochement senestre en baïonnette albien, de la composante extensive SO-NE à l'ouest par celle compressive de même direction à l'est (D'après Debroas, 1995).....132

Figure 19 – Les plissements synschisteux superposés de la zone nord-pyrénéenne centrale dans les secteurs-clé de Bagnères-de-Bigorre (BB) et de Castillon-en-Couserans (CC). 134

Figure 20 – Tableau résumé de l'histoire des terrains alpins du Haut-Adour (E.-J. Debroas 1989).....137

Figure 21 (page suivante) – Modèles conceptuels d'exhumation du manteau, de tectonique de détachement, et de tectonique gravitaire pour l'évolution précollisionelle des Pyrénées. (a) vue génrale 2d du système extensif. (b) détail des relations entre les unités tectoniques mésozoïques et le système de failles de détachement.Le glissement continu des unités allochtones sur les unités exhumées tend à masquer le détachement. (c)

Formation du mélange bréchique entre manteau, croûte profonde, et couverture mésozoïque. (d) inversion tectonique du système extensif conduisant à l'incorportation des roches associées au fonctionnement du détachement dans le prisme orogénique pyréen lors de la phase de contraction (très légè_rement modifié d'aptrès Lagabrielle et al., 2010). 139

Figure 22 – Les Pyrénées en période glaciaire (Calvet, 2004 ; Calvet et al. 2011). 1a : Etendue des glaciers du Würm ; 1b : extension maximale pendant le Pléistocène Moyen. 2 : crêtes supraglaciaires et principales langues glaciaires. 3: extension possible des glaciers de vallées pendant le Pléistocène. 4 : diffluences glaciaires. 5: Glaciers actuels. 146

Figure 23 – Sismicité instrumentale sur la période 1962-2011 (Réseau de surveillance..., Observatoire Midi-Pyrénées). 148

Planches hors texte

Carte géologique de la région Midi-Pyrénées à 1/250 000.

Auteurs

B. MONOD avec la collaboration de :

M. ARETZ : pour les terrains paléozoïques dévoniens à permiens et l'histoire sédimentaire varisque des Pyrénées.

M. BILOTTE : pour les terrains du Crétacé supérieur et l'histoire alpine des Pyrénées.

F. CHRISTOPHOUL : pour les terrains molassiques des Pyrénées et du Bassin d'Aquitaine et l'histoire post-orogénique des Pyrénées.

EJ. DEBROAS : pour les terrains mésozoïques crétacés, le magmatisme et le métamorphisme alpin, l'histoire alpine des Pyrénées.

Y. DENELE : pour l'histoire du cycle varisque des Pyrénées.

M. FAURE : pour les terrains et l'histoire du cycle varisque du Massif Central.

B. LAUMONIER : pour les terrains métasédimentaires du Néoprotérozoïques au Paléozoïque inférieur et l'histoire du cycle varisque des Pyrénées.

C. LEZIN : pour les terrains sédimentaires mésozoïques du Trias au Jurassique et l'histoire géologique du Bassin d'Aquitaine et des Pyrénées.

E. NARDIN : pour les terrains sédimentaires et métasédimentaires du Néoprotérozoïque au Permien, ainsi que l'histoire sédimentaire des Pyrénées varisques.

P. NEHLIG : pour le volcanisme du Massif Central.

P. OLIVIER : pour le magmatisme et l'histoire varisque des Pyrénées.

V. REGARD : pour les terrains quaternaires et la géomorphologie des Pyrénées.

M. de SAINT BLANQUAT : pour les terrains des massifs nord pyrénéens, le magmatisme et le métamorphisme alpin, les roches mantelliques, l'histoire des cycles varisque et alpin des Pyrénées.

1. Présentation de la région Midi-Pyrénées : les grands ensembles géologiques

Les ensembles géologiques présents sur le territoire de la région Midi-Pyrénées offrent une succession lithologique des plus complètes qui se puisse rencontrer en France. Ils s'intègrent dans trois objets géologiques majeurs, le Massif Central, le Bassin d'Aquitaine et les Pyrénées (Figure 1).

Le **Massif Central** présente un substratum varisque composé de terrains principalement métamorphiques et granitiques déformés lors de cette orogenèse, dont les termes les plus métamorphiques affleurent dans la zone axiale migmatitique de la Montagne Noire. La partie méridionale, correspondant à l'Albigeois, expose également des nappes moins métamorphiques de terrains paléozoïques.

La couverture post-varisque est constituée par les recouvrements sédimentaires successifs de ce substratum ancien, s'échelonnant du Carbonifère supérieur aux temps actuels :

- des bassins continentaux ouverts à la fin de l'orogenèse, comme le bassin houiller de Decazeville datant du Carbonifère, ou les bassins permiens de Rodez et Saint-Affrique ;
- des causses calcaires datés du Jurassique.
- un volcanisme miocène à quaternaire sur les massifs de l'Aubrac et du Cantal.

Les **Pyrénées** s'organisent autour d'une haute chaîne primaire (ou zone axiale) où culminent des reliefs à 3000 m d'altitude dans des terrains néoprotérozoïques et paléozoïques, injectés de granites associés à la fin de l'histoire varisque. Au sud de cette zone axiale s'établit la zone sud pyrénéenne composée de terrains sédimentaires mésozoïques et surtout cénozoïques allochtones, chevauchant vers le sud le bassin de l'Ebre. Au nord de la zone axiale, les terrains sédimentaires presque exclusivement mésozoïques composent la zone nord-pyrénéenne plissée et faillée. Cette couverture sédimentaire recouvre en discordance le socle varisque sédimentaire et métamorphique affleurant dans une dizaine de massifs nord-pyrénéens. La zone nord-pyrénéenne chevauche vers le Nord la zone sous-pyrénéenne et le Bassin d'Aquitaine. La zone sous-pyrénéenne est essentiellement représentée à l'affleurement par des terrains du Crétacé supérieur et du Paléogène plissés en larges ondulations anticlinales et synclinales dans les petites Pyrénées (31) et le Plantaurel (09).

Le **Bassin d'Aquitaine** se retrouve bordé au Sud par les Pyrénées, à l'Est par le Massif Central, au Nord par le seuil du Poitou et à l'Ouest par l'océan Atlantique. Structuré par un socle varisque son histoire sera de subsider durant les temps mésozoïques et cénozoïques. Ainsi, il est rempli par les épaisses séries sédimentaires carbonatées visibles uniquement au Nord dans le Périgord et le Quercy, où elles reposent en discordance sur le Massif Central. Les parties centrales, orientales et méridionales du bassin sont quant à elles recouvertes par un épais manteau de

molasses cénozoïques provenant du démantèlement des reliefs pyrénéens et du Massif Central lors de l'orogenèse pyrénéenne.

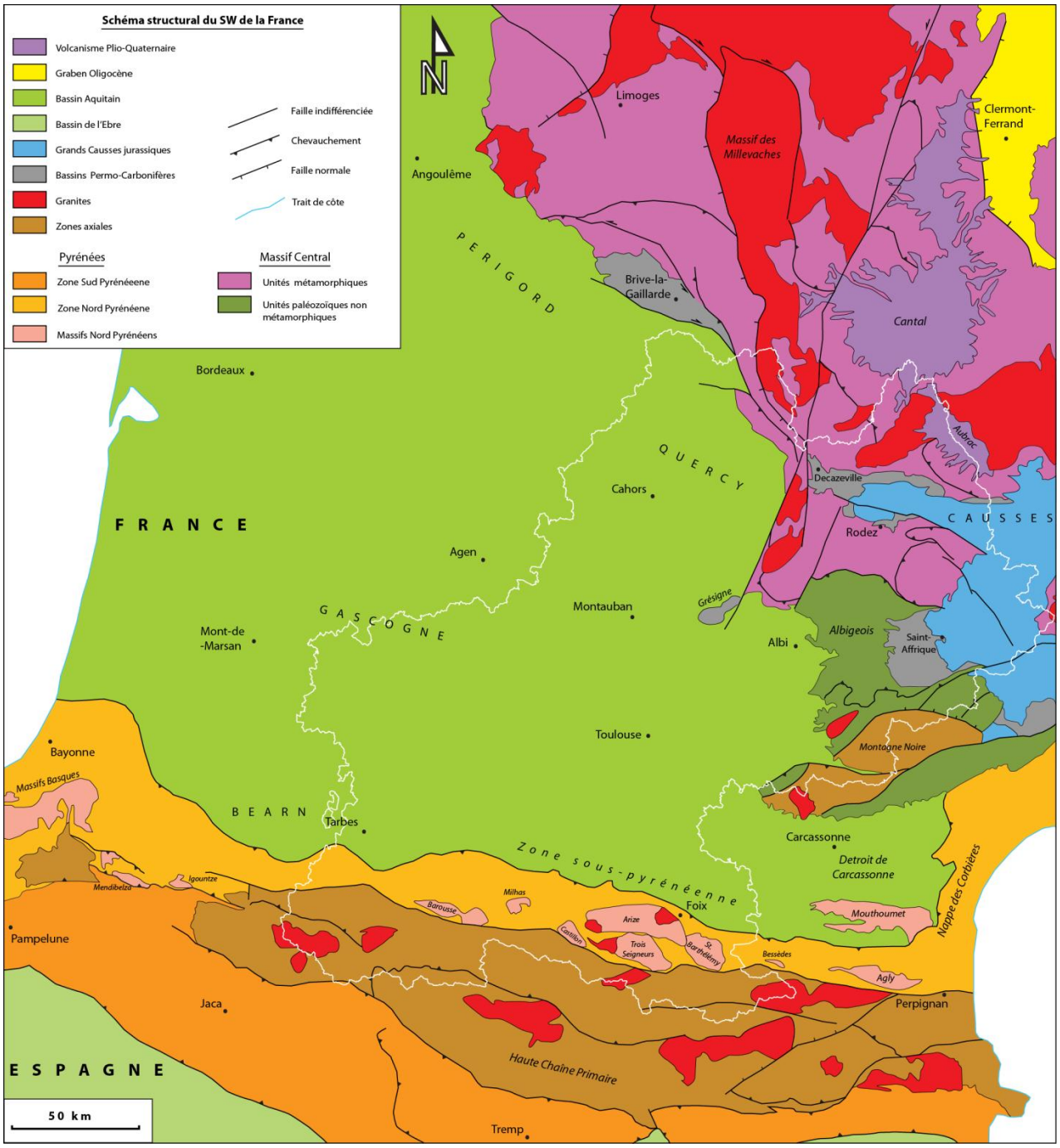


Figure 1 – Schéma structural du Sud-Ouest de la France. Les limites administratives de la région Midi-Pyrénées sont représentées en blanc

2. Description des terrains

2.1. ROCHES SEDIMENTAIRES

2.1.1. Formations sédimentaires paléozoïques

En Midi-Pyrénées, les séries paléozoïques sont bien développées et affectées par les différentes phases orogéniques varisques et alpines. Le Cambro-Ordovicien (k-o) est caractérisé par des sédiments principalement détritiques, relativement fins, parfois intrudés de matériaux volcaniques. L'Ordovicien supérieur (o5-6), lorsqu'il est présent, se démarque par des alternances de roches détritiques fines et de calcaires décalcifiés fossilifères katiens et repose parfois sur un épais conglomérat de base probablement d'âge sandbien (o5Cg). Les ampélites siluriennes (s) riches en matière organique sont parfois complétées par des calcaires noirs et minces fossilifères. Le Dévonien inférieur et moyen est caractérisé par une forte individualisation des faciès. Bien que de nombreuses unités lithologiques soient différenciées, deux grands ensembles peuvent être établis : des régions avec une dominance de roches détritiques (d1-4(a)) et celles avec une dominance des roches carbonatés (d1-4(b)). À partir du Givétien-Frasnien une homogénéisation commence sur l'ensemble de Midi-Pyrénées, qui se traduit au Dévonien supérieur par une séparation en deux zones : (1) le sud de la ZA (d5-7(b)) et (2) le nord de la ZA et les massifs nord-pyrénéens (d5-7(a)). À partir du Famennien terminal un seul faciès s'observe sur l'ensemble de Midi-Pyrénées bien que localement le Formation de Haut-Béarn développe des particularités et que quelques hiatus sont reconnus entre les couches dévoniennes et carbonifères. L'installation du facies flysch (hC) se fait de l'est vers l'ouest lors du Viséen supérieur et Serpukhovien, voire du Bashkirien inférieur. Les roches post-orogéniques du Paléozoïque se trouvent dans quelques petits bassins permiens (r). Ces roches détritiques reposent en discordance sur des roches paléozoïques d'âges différents.

Groupe de Jujols (Cambrien – Ordovicien inférieur)

La base du Groupe de Jujols est difficile à définir, qu'elle soit métamorphique ou bien non affleurante. La Formation d'Évol (Terreneuvien et séries 2 cambriennes) est typiquement tripartite, un terme médian carbonaté (la Formation de Lleret-Bayau, k*E*2) séparant deux termes siliciclastiques (de bas en haut, les formations d'Alós d'Isil, k*E*1, et d'Alins, k*E*3). La Formation de Jujols sus-jacente est très réduite et rarement fossilifère ; son membre supérieur étant daté du Trémadocien en Midi-Pyrénées par analogie aux travaux réalisés dans les Pyrénées orientales.

k*E*1. **Cambrien inférieur. Terreneuvien (542 - 521 Ma). Pélites et grésopélites sombres ou claires, microconglomérats (G), calcaires (C)**, **Formation d'Alós d'Isil.** D'épaisseur inférieure à 2000m, cette formation est constituée de pélites, parfois épizonales, à intercalations fréquentes gréseuses fines à grossières, voire microconglomératiques. Des **calcaires** apparaissent dans la partie inférieure de la Formation d'Alós d'Isil. Elle affleure :

- au-dessus des orthogneiss métagranitiques de l'Aston-Hospitalet, et au-dessus des paragneiss migmatitique au Sud-ouest du massif de l'Aston. Un horizon de marbre calcaire discontinu souvent associé à des microconglomérats souligne la base de la Formation d'Alós d'Isil (est et centre du massif de l'Hospitalet, est et sud-ouest du massif de l'Aston).

- à l'Ouest du dôme de l'Aston, sur la bordure Nord-Est du massif de la Pallaresa (***Formation de Pilas-Estats***).

- dans le dôme de la Garonne, sous le Calcaire de Bentaillou (***série d'Urets***).

- dans le massif de la Barousse occidentale, elle correspond aux ***Schistes de Nistos***.

k1. **Cambrien inférieur (542 - 510 Ma). Formation détritique (Grès de Marcory).** Il s'agit d'une épaisse série (> 1000m) gréso-pélitique datée du Cambrien inférieur par analogie avec une série comparable du versant sud de la Montagne Noire où la partie sommitale est datée du Cambrien inférieur (Atdabatien) par des trilobites. Cette série est formée d'alternances de grès feldspathiques fins à grossiers et de pélites grises ou noires. La couleur dominante verte des grès de Marcory est un bon critère de terrain pour sa reconnaissance.

k1-3tfρB. **Cambrien (542 - 488 Ma). Formations volcano-sédimentaires tufs rhyolitiques, blaviérites, schistes tuffacés du Layrac.** Dans le versant nord de la Montagne Noire (unités du Mendic et de Durfort), la partie supérieure de la série verte de Marcory contient des rhyolites et des tufs rhyolitiques, connus depuis longtemps sous le nom de "blaviérites". Dans la nappe de St-Sernin-sur-Rance, la série schisto-gréseuse de Marcory est directement surmontée, sans contact tectonique, par un ensemble de tufs rhyolitiques et de rhyolites (Formation de Larroque).

k*E*2. (7015) **Cambrien inférieur. Séries 2-Etage 3 (521 - 517 Ma). Calcaires et dolomies, quartzites, microconglomérats, Formation de Lleret-Bayau.** Très variable, cette formation associe en horizons épais ou en alternances plus minces, des calcaires et des dolomies, des quartzites massifs noirs ou blancs, des microconglomérats identiques à ceux de la Formation d'Alós d'Isil et des ampélites. De rares tufs felsiques et des passées phosphatées accentuent l'originalité de cette formation qui se retrouve notamment :

- à l'Ouest du granite de Bassiès, au Nord du massif de la Pallaresa (***Alternance schisto-carbonatée de Gérac***) à l'Ouest et (***niveau d'Artiès***) à l'Est du granite de Bassiès.

- au Nord-Est du massif de l'Aston, où affleurent plutôt des conglomérats.

- à l'Est du massif de l'Hospitalet (***Formation de Ransol***).

- dans le dôme de la Garonne (***Calcaire de Bentaillou***).

- dans le massif de la Barousse occidentale (***Quartzites de Serrizède***, surmontés des ***Calcaires de Collantigues***).

k*E*3. **Cambrien inférieur. Séries 2-Etage 4 (517 - 510 Ma)**. **Pélites et gréso-pélites claires ± rubanées, quartzites, rares microconglomérats et conglomérats (Cg), calcaires (C), Formation d'Alins.** Les schistes rubanés clairs sont fréquemment intercalés avec de quartzites blancs et parfois (micro)conglomératiques. Elle affleure :

- à l'Est du massif de l'Hospitalet (***Niveau du Cap d'Entor*** du sud-ouest du massif en Andorre).

- à l'Ouest du granite de Bassiès (***Phyllade du pic de Cerda***).

- dans le Sud du dôme de la Garonne (***série d'Orla***).

- à l'Est du massif de Lys-Frédançon, associée à des niveaux carbonatés (**C**), parfois stromatolithiques (***Calcaires du Culet***).

- dans le massif de la Barousse occidentale (***Schistes du Mont-Aspet***).

k2. **Cambrien inférieur (542 - 510 Ma). Formation carbonatée (calcaires à Archeocyathus).** Cette formation n'est connue que dans les écailles inférieures (Mts de Lacaune, Sorézois) du versant nord. On y reconnaît une série carbonatée (k2a) rappelant la série calcaro-dolomitique du versant sud. Elle débute par des alternances gréso-carbonatées estimées à environ 500m d'épaisseur contenant des fossiles d'archéocyathus. La suite de la série est constituée par des calcaires et des dolomies formant une plateforme carbonatée dont l'épaisseur (800m au SE dans l'unité de Brusque) décroît progressivement vers le NW.

k*E*. **Cambrien inférieur. Terreneuvien-Série 2 (521 - 510 Ma). Complexe schisto-gréseux à intercalations de calcaires et de cipolins (C) de quartzite ou microconglomérats (G). Formation d'Évol indifférenciée.** Il est moins facile (massifs de l'Arize ou des Trois-Seigneurs), difficile (Nord-Ouest du dôme de la Garonne, dôme de Pierrefitte), voire impossible (massif du Saint-Barthélemy), de repérer la structure tripartite de la Formation d'Évol :

- dans le massif de l'Arize et le massif des Trois-Seigneurs, un complexe de calcaires (**C**) (***Calcaires du Bosc***), de microconglomérats (**G**) et de schistes noirs quartzitiques et pyriteux marque le milieu d'une séquence schisto-gréseuse, dont la partie supérieure est pélitico-gréseuse (***Gréso-pélites de Burret***) et la partie inférieure métamorphique est gréso-pélitique, quartzitique et microconglomératique (***Pélites de Pénitence et de Roques***) ; des cipolins (**C**) (***Calcaires de Pénitence***) en marquent localement la base ;

- dans le massif de Saint-Barthélemy, la Formation d'Évol forme une série gréso-pélitique banale surmontant directement les migmatites profondes par contact tectonique;

- dans le massif de Milhas, des métapélites grises à passées détritiques gréso-conglomératiques (**G**), surmontent en contact anormal des migmatites ;

- dans le dôme de Pierrefitte, la ***série de Viscos*** présente à son sommet des coulées et des tufs rhyolitiques ;

- dans le Nord du dôme de la Garonne, les ***Schistes de Rimbat*** sont surmontés par le ***Conglomérat à miches calcaires*** et galets rhyolitiques (**Cg**), puis par un terme volcano-sédimentaire.

k1-4VS. **Cambrien inférieur à moyen (542 - 499 Ma). Ensemble volcano-sédimentaire du sud du Merdellou.** L'unité de cambrienne de Brusque contient diverses roches volcaniques: i) les agglomérats d'Ensège (300 m) qui sont des brèches basaltiques à trachytiques spilitisées; ii) les volcanites de Moulergues-Lacan qui sont des laves et pyroclastites acides (rhyolites, kératophyres) souvent de chimisme calco-alcalin.

k1-4SC. **Cambrien inférieur à moyen (542 - 499 Ma). Série pélitique à nombreux horizons calcaires, dolomitiques et à faciès "schistes troués".** Il s'agit d'une série pélito-gréseuse-carbonatée noire à nodules carbonatés dont la dissolution donne naissance à des "schistes troués". Vers le Nord et le nord-ouest, la proportion de carbonates de plateforme diminue puis disparaît pour laisser place à des shales noirs à nodules phosphatés. Lorsque la déformation devient intense, une schistosité de flux se développe dans ces roches. Le fort débit en feuillets permet l'exploitation d'ardoisières comme dans la région de Lacaune. Dans l'unité de Brusque, on observe des calcaires bleu noir à interlits pélitiques noirs et des grès clairs micacés.

k3-6. **Cambrien moyen à supérieur (510 - 488 Ma). Formation gréso-pélitique à *Paradoxides, Cystidés, Bailliella*.** La base comprend une série pélitique (k3) à nombreux horizons calcaires et à facies des "schistes troués", dus à la dissolution des nodules carbonatés. La série est datée par des trilobites du genre Paradoxides. Le passage de la série noire (k2b) à la série pélitique verte (k3) est jalonné par un banc de calcaire et des brèches volcaniques (albitophyres et kératophyres) de 200 à 300m d'épaisseur. De nombreux sills et filons de dolérites spilitisées recoupant la série pourraient être attribués au magmatisme basique de l'Ordovicien inférieur (voir infra o1-2Mdβ).

k5-o1. **Cambrien supérieur à Ordovicien inférieur (499 - 471 Ma). Formation gréso-pélitique verte.** Dans la nappe de St-Salvi-de-Carcavès, la **Formation de Mandegourc** est composée d'une alternance de pélites vertes et de bancs de grès fins très micacés. Vers le haut, la série devient plus pélitique et passe à la **Formation de Masnau-Massuguiès-Rayssac**. Des intercalations de pélites lie-de-vin attribuées au Trémadocien (Ordovicien inférieur), du fait de la présence de brachiopodes d'âge Cambrien supérieur à Ordovicien inférieur, peuvent apparaître au sommet de la série des pélites vertes. Des tufs rhyolitiques, connus dans le flanc inverse du synclinal du Dadou, se développent également dans la partie sommitale de la série gréso-pélitique verte.

o1-2χ. **Ordovicien inférieur. Trémadocien (488 - 478 Ma). Quartzites micacés blancs ou massifs.** Dans le versant nord, de la Montagne Noire, le passage Cambrien-Ordovicien n'est pas stratigraphiquement bien fixé. Il est placé au sommet de la série schisto-gréseuse verte du fait de la présence de faune de brachiopodes. Il s'agit de grès blancs massifs contenant plus de 90% de quartz.

o1-2. **Ordovicien inférieur. Trémadocien à Floien (488 - 470 Ma). Schistes noirs homogènes avec intercalations diverses.** Au-dessus du niveau repère constitué par les grès quartzites blancs massifs (o1-2χ), se développe une série monotone de pélites noires pouvant renfermer des nodules siliceux ou calcaires contenant des trilobites et acritarches d'âge trémadocien à floien (Ordovicien inférieur). En Albigeois, les schistes noirs peuvent contenir des silexites noires qui témoignent d'un approfondissement du bassin vers le Nord.

o1-2Mdβ. **Ordovicien inférieur. Floien (478 - 470 Ma). Métadolérites et métabasaltes.** La partie supérieure de la série renferme des sills et des coulées de roches basiques : laves (parfois en coussins), dolérites et microgabbros. Il s'agit de tholéiites intracontinentales, caractérisant un contexte de rifting. L'Ordovicien supérieur manque dans le sud du Massif central, au contraire des Pyrénées.

Ordovicien supérieur

L'Ordovicien supérieur de Midi-Pyrénées est discret voire absent, difficile à distinguer de la série sous-jacente lors de l'absence du conglomérat basal malgré la discordance cartographique et angulaire (discordance sarde) parfois observée.

o5Cg. **Ordovicien supérieur. Sandbien (460 - 455 Ma). Conglomérat de base.** Ce conglomérat d'épaisseur variable et souvent manquant, renferme des galets de quartzite, calcaires, pélites ou roches volcaniques. Il est présent :

- dans le dôme de Lys-Frédançon, où il est appelé ***Conglomérat de la Piarre*** et ***complexe détritique de Rioumajou*** à l'Ouest, ***Conglomérat de Crabioules*** et ***série des Hounts-Secs*** à l'Est.

- au Nord du dôme de la Garonne (***Conglomérat du Mail de Bulard***) et dans les dômes de Pierrefitte (***Série du Pont de Penjat***) et des Trois-Seigneurs (***Conglomérat de Fontaret***).

o5-6. **Ordovicien supérieur. Katien-Hirnantien (455 - 443 Ma). Pélites, microconglomérats, conglomérats, calcschistes et calcaires fossilifères (**C**).** Du fait de l'absence fréquente des conglomérats de base (o5Cg), l'Ordovicien supérieur indifférencié est décrit comme tel :

- des schistes foncés à passées conglomératiques (Katien inférieur) dans le Luchonnais (***Séries du Bois de Sajust et de la Pique***) et dans le dôme de Pierrefitte, équivalent à des alternances quartzites/pélites dans le dôme de l'Hospitalet, au Nord du massif de la Barousse, du massif de Milhas et de l'Arize.

- des calcschistes ou grauwackes à lits calcaires décimétriques fossilifères (brachiopodes, bryozoaires, blastozoaires), datés du Katien moyen, sont présents dans le Massif de Lys-Frédançon, dans l'Arize, dans le Luchonnais (base de la ***Formation de la Cascade du Parisien***), dans le dôme de la Garonne (***Calcaires Sandwich***) et dans l'Aston (***Schistes troués*** ou ***Grauwacke à Orthis***).

- des schistes ardoisiers (Katien supérieur) sont présents en forte épaisseur au Nord-Ouest de l'Aston, en faible épaisseur au Nord de la Barousse et de l'Arize, dans le dôme de Pierrefitte, dans le dôme de la Garonne (***Schistes du Liat***) mais absent du Luchonnais. Ils sont surmontés par une barre quartzitique (Hirnantien) dans le dôme de l'Hospitalet.

Ces différents faciès sont regroupés sous le terme de ***Formation de Massana*** dans le dôme de l'Hospitalet et en Andorre, et de ***Formation de Subescale*** au Sud-Ouest du dôme de Lys-Frédançon.

o6-s. **Ordovicien supérieur et/ou Silurien (460 - 416 Ma).** A l'Ouest du dôme de Lys-Frédançon, la distinction entre l'Ordovicien et le Silurien est difficile du fait du passage progressif de schistes bleus sombres à des schistes noirs graphiteux.

k-o-s. **Cambrien à Silurien (542 - 416 Ma). Métagrauwackes, métapélites ± migmatitiques, quartzites et cipolins (**C**) de Gavarnie.** La série métamorphique et migmatitique de Gavarnie pourrait être interprétée comme dérivant de l'Ordovicien supérieur du fait de la continuité avec la partie espagnole

k*E*-o5-6. **Cambrien inférieur et/ou Ordovicien supérieur (542 - 443 Ma). Schistes ardoisiers à lentilles microconglomératiques. Formation d'Evol métamorphique du dôme de la Garonne.** Le dôme de la Garonne est affecté par un métamorphisme à fort gradient thermique. La série schisto-quartzeuse claire s'enrichit en horizons calcaires voire microconglomératiques. Du fait des faciès et de la forte compartimentation tectonique, cette série métasédimentaire pourrait être attribuée au Cambrien inférieur ou à l'Ordovicien supérieur.

Silurien

La limite Ordovicien supérieur/Silurien, difficile à distinguer en l'absence de la barre quartzitique, peut être repérée par une plus forte teneur en matière organique. Dans la zone axiale centro-occidentale et certains massifs nord-pyrénéens, le Silurien coïncide souvent avec d'importants contacts tectoniques varisques (hercyniens) ou alpins, exprimés par l'absence de l'Ordovicien supérieur.

s. **Silurien indifférencié (443 - 416 Ma). Schistes et ampélites noirs à intercalations de calcaires.** Aux lits gréseux hirnantiens ou aux schistes sombres katiens succèdent des schistes argileux graphiteux et pyriteux fossilifères (graptolites), les ***Schistes carburés*** du Silurien inférieur. S'en suivent des schistes noirs à nodules ou horizons carbonatés, riches en orthocères, crinoïdes, bivalves et graptolites (Nord du dôme de la Garonne, Nord de l'Arize, Sud du Luchonnais, Nord du Massif de la Barousse), rapportés au Silurien moyen (Wenlock). Lorsqu'il affleure (domaine de Lys-Frédançon, Luchonnais, Nord de l'Arize), le Silurien supérieur est représenté par des schistes noirs à graptolites et à petits niveaux détritiques surmontés parfois par des petits niveaux carbonatés (Silurien terminal, Pridoli). Dans le Massif Central, le Silurien est peu développé. Il est représenté dans le versant nord de la Montagne Noire (Murasson) où son somment n'est pas connu car il est recoupé par la nappe de St-Salvi-de Carcavès. La série est représentée par des pélites schisteuses et des calcaires noirs à orthocères et conodontes datés du Llandovery au Ludlow.

Dévonien-Carbonifère

Le **Dévonien** et le **Carbonifère inférieur** (Tournaisien, Viséen, Serpukhovien, Bashkirien), bien développés dans le versant sud de la Montagne Noire et dans les Pyrénées, sont totalement inconnus dans la partie du Massif central dépendant administrativement de la Région Midi-Pyrénées. Dans les Pyrénées, une grande hétérogénéité de lithologies et de faciès caractérise les roches sédimentaires dévoniennes. En conséquence, un grand nombre d'unités lithologiques attribuées au Dévonien est différencié dans la ZA et dans les massifs nord-pyrénéens, mais la définition des formations n'est que partiellement achevée. Pour des raisons pratiques, les différentes unités sont rassemblées dans quatre grands ensembles (d1-5a, b, d5-7a, b) en fonction de la lithologie dominante bien que chaque ensemble puisse présenter des lithologies détritiques et carbonatées. Les couches carbonifères précédent le Culm (hC) sont intégrées dans le d5-7 car elles forment une séquence génétique avec les couches du Dévonien supérieur.

d1-5(a). **Dévonien inférieur à moyen (416 - 385 Ma). Formations carbonatées.** Le Dévonien inférieur et moyen est essentiellement carbonaté en Ariège (p.ex. **Série de la Fajolle** et **Série Pic d'Ourtiset** dans le Pays de Sault). Des successions de plusieurs centaines de mètres sont composées d'alternances de calcaires, calcaires gréseux, calcaires dolomitiques, dolomies, calcschistes, pélites et schistes de couleurs variées y compris des schistes noirs. En Haute-Garonne, l'abondance des carbonates dévoniens inférieur-moyen est assez réduite. On signale notamment des schistes ardoisiers et calcschistes à petits bancs calcaires et des calcaires massifs clairs et calcaires bleus à fragments d'échinodermes. En Hautes-Pyrénées, divers carbonates sont décrits dans l'intervalle Lochkovien–Eifélien ; les plus célèbres sont les calcaires massifs de **la Dalle** du Praguien-Emsien dans une bande de Gavarnie vers le Massif de Néouvielle. En plus, on y trouve des calcaires à polypiers, des calcaires lités à silex, des pélites calcareuses et calcaires versicolores, et des calcschistes. Sur l'ensemble du Dévonien inférieur et moyen de Midi-Pyrénées l'Emsien est probablement la période la plus riche en carbonate. Le d1-5 (a) peut présenter des épaisseurs de

plusieurs centaines de mètres, mais les variations peuvent être importantes sur de petites distances.

d1-5(b). **Dévonien inférieur à moyen (416 - 385 Ma). Formations détritiques.** Le Dévonien inférieur et moyen en Ariège ne contient que quelques assises détritiques qui sont majoritairement inclues dans les séries carbonatées. Notamment dans les séries du Haut-Salat et du Massif du Saint-Barthélemy, les séries pélitiques peuvent atteindre des épaisseurs pluridécimétriques. En Haute-Garonne, des pélites dominent les couches dévoniennes inférieur-moyen quelques bancs de grès, calcaires et parfois des intercalations de tufs. La situation en Hautes-Pyrénées est assez comparable. Une diversité des unités composées de pélites, pélites schisteuses, et siltites avec des intercalations de grès et calcaires est décrite. Les couleurs sont souvent foncées. Un grand nombre d'unités lithologiques est défini, mais elles ont de faibles extensions géographiques suite aux nombreux changements de faciès. Le d1-5 (b) peut représenter des épaisseurs de plusieurs centaines de mètres, mais des variations peuvent être importantes sur des petites distances.

d5-7(a). **Dévonien supérieur à Carbonifère (385 - 318 Ma). Formations carbonatées.** Le Frasnien et Famennien inférieur de la partie nord de la ZA et des massifs nord-pyrénéens sont caractérisés par la présence des plusieurs décimètres de calcaires noduleux rouges, appelés **griottes**. Les griottes reposent sur quelques mètres à décimètres des calcaires micritiques, parfois argileux. Sus-jacent aux griottes suit la **Formation de Haut-Béarn**. Cette formation est essentiellement composée de calcaires gris, souvent amygdalaires ou noduleux, parfois argileux, dans lesquels s'intercalent quelques minces assises de shale et de jaspes. La limite dévono-carbonifère se situe dans les **Calcaires de la Barousse** (supragriotte). La sédimentation carbonatée cesse au Tournaisien moyen avec l'arrivée d'argilites foncées et puis de **Jaspes noirs de Saubette** (lydienne à nodules phosphatés). Les **Calcaires d'Aspe-Brousset** sont divisés en deux ensembles par les **Jaspes de Luchon**. Le premier ensemble formé de quelques mètres de calcaires amygdalaires ou noduleux contient la limite Tournaisien-Viséen. Il est surmonté par des jaspes non-charbonneux avec interlits de shales et/ou de pyroclastites, et des lentilles carbonatées. Le deuxième ensemble, formé de calcaires micritiques, un peu argileux, a un âge Viséen supérieur-Serpukhovien. Autour d'Argelès-Gazost, la série est plus carbonatée et les Jaspes de Luchon ne sont pas intercalés dans les Calcaires d'Aspe-Brousset. Dans la partie orientale de la carte, les calcaires laminés (**Calcaire d'Iraty**, Serpukhovien supérieur à Bashkirien inférieur) forment le sommet de d5-7(a). La limite avec le hC est diachrone. L'épaisseur totale de d5-7 (a) dépasse rarement les 150 mètres. Celle de la Formation de Haut-Béarn est inférieure à cent mètres.

d5-7(b). **Dévonien supérieur à Carbonifère (385 - 318 Ma). Formations détritiques.** Dans le sud de la ZA le Frasnien et Famennien inférieur sont représentés par des roches détritiques. Les quartzites de la **Série de Sia** qui affleurent au nord de Luz en sont l'exemple le plus connu. Plus vers l'Est (Saint-Lary, sud du Luchonnais) de puissantes séries détritiques (plusieurs centaines des mètres, p.ex. **Série des Agudes**) sont constituées des grès, des grès quartzitiques, et des pélites en alternances plurimétriques à décamétriques. Quelques minces intercalations carbonatées (marne et calcaire) fossilifères ont permis d'attribuer ces séries au

Dévonien supérieur. Au Famennien, les roches détritiques sont souvent remplacées par des carbonates qui ressemblent aux roches contemporaines du nord de la ZA. À partir de ce moment, la séparation de la ZA dans les parties sud et nord disparaît. Les couches carbonifères sont identiques dans l'ensemble de la ZA (voir description Formation de Haut-Béarn, d5-7 (a)).

hC. **Viséen supérieur à Bashkirien (330 - 311 Ma). Grès, pélites, intercalations de calcaires resédimentés. Faciès Culm.** Dans l'ensemble de la ZA et des massifs nord-pyrénéens, une épaisse série des roches détritiques (min 500 jusqu'à max. 2000 m ?) d'âges Viséen supérieur et Namurien surmontent les strates du d5-7. C'est le fameux faciès Culm ou Flysch carbonifère. Ce sont majoritairement des pélites verdâtres, brunes et noires, plus au moins schisteuses, rarement carbonatées. Des roches détritiques plus grossières sont intercalées dans ces pélites comme des lentilles et bancs de grès (turbidites gréseuses) et localement des conglomérats et brèches (debris–flows). Ces intercalations deviennent plus fréquentes vers la partie supérieure de la succession. Les blocs calcaires existant localement dans le Culm sont interprétés comme des olistolites qui représentent des calcaires de plate-forme glissant dans la matrice pélitique. Les plus connus sont les **Calcaires d'Ardengost** qui affleurent en Hautes-Pyrénées entre le col d'Aspin et la Montagne d'Areng. La base du hC est diachrone (les âges deviennent plus jeunes vers l'ouest), ou exprimée par un hiatus localement entre le hC et des strates dévoniennes (p.ex. Bourg-d'Oueil). Les calcschistes et calcaires sombres en bancs minces qui affleurent dans la région de Cauterets sont inclus dans le hC bien qu'ils se déposent avant le Culm sensu stricto.

h5. **Carbonifère supérieur. Moscovien-Kasimovien-Gzhélien=Stéphanien (311 - 299 Ma). Conglomérats, grès, pélites, schistes et sédiments houillers.** Dans l'ensemble du Massif central, les dépôts du Carbonifère supérieur sont conservés dans des bassins de faible superficie. Dans l'emprise de la carte, on identifie du Nord au Sud les bassins de Figeac, Decazeville, Espalion, Carmaux, Brousse-Broquiès et la terminaison occidentale de Graissessac. Les faciès les mieux développés sont des conglomérats grossiers, des grès et arkoses, des pélites et des couches de charbon dont les restes végétaux ont permis d'établir les attributions stratigraphiques. Tous ces dépôts caractérisent des milieux fluviatiles torrentiels ou fluviaux lacustres. La formation de ces bassins est contrôlée par la tectonique tardi-orogénique extensive (cf. synthèse régionale).

Ces bassins contiennent notamment des cinérites de composition rhyolitique et trachytique (Brousse-Broquiès) et des basaltes alcalins, des dacites, des andésites et des trachytes (Figeac, Decazeville).

r1. **Assélien. (299 - 294 Ma). Conglomérats, grès, pélites.** Généralement discordant sur le socle cristallin ou sur les séries carbonifères, cet ensemble est surtout présent sur les bordures des bassins permiens. Ces terrains sont peu affleurant dans le bassin de Decazeville, mais mieux représentés dans le détroit de Rodez et le bassin de Saint-Affrique.

L'ensemble commence fréquemment par des conglomérats, généralement de teintes grises. La série se poursuit avec des alternances de niveaux de couleur lie-de-vin.

2.1.2. Formations sédimentaires post-varisques – Paléozoïque

r1-2. **Cisuralien (299 - 270 Ma). Grès, conglomérats et pélites.** Anciennement décrit avec les noms d'époque Autunien rouge à Saxonien La série débute en général par un horizon irrégulier et discontinu de conglomérats à éléments centimétriques à décimétriques généralement bien triés et bien calibrés, à quartz et éléments variés de roche du socle. Ces conglomérats sont surmontés par des alternances de faciès gris, de grès à stratification oblique, grès carbonatés et pélites, riches en matière organique. Leur succèdent des faciès gréso-pélitiques alternant gris, rouge et vert, marquant un début d'aridification du climat. Le cycle « autunien » se termine par des faciès gréso-pélitiques rouges, pouvant atteindre 500 m de puissance dans le bassin de Saint-Affrique, présentant de nombreuses figures de sédimentation : rides d'oscillation, figures de dessiccation, traces de reptiles, lamination et stratification oblique plane dans l'épaisseur des bancs.

r2-3G. **Cisuralien à Lopingien (295 - 251 Ma). Faciès gréseux (groupe des grès rouge).** Anciennement décrit avec les noms d'époque Saxonien à Thuringien. Le passage Saxono-Thuringien est marqué par la présence plus ou moins constante d'un horizon conglomératique rouge qui, à Saint-Affrique est concentré au voisinage de l'accident bordier méridional illustrant bien la liaison tectonique/sédimentation. Dans les couloirs bordiers subsidents du bassin de Rodez, la série, qui peut atteindre 1500 m, comprend essentiellement des faciès grossiers tandis qu'à l'emplacement des rides ou hauts fonds elle se réduit à 250 – 300 m avec une alternance de faciès détritiques et pélitiques.

r2-3P. **Cisuralien à Lopingien (295 - 251 Ma). Série pélitique. Alternances siltites à débit fin -siltites dolomitisées, Argiles rouges à gypse (groupe des grès rouge).** Dans le bassin de Saint-Affrique, les faciès conglomératiques passent latéralement et/ou verticalement à des grès puis à une puissante accumulation (1 000 à 2 000 m) de pélites et pélites argileuses rouges, « Rougier » de Saint-Affrique intercalées d'horizons grésocarbonatés. Au Saxonien se rencontrent des surfaces de dessiccation à gouttes de pluie, polygones de retrait et pistes de tétrapodes, indicateurs d'exondations périodiques.

r-t. **Permien à Trias (300 - 200 Ma). Brèches rouges à éléments de quartzites et de calcaires.** Reposant en discordance sur les roches antépermiennes, un vaste spectre de roches détritiques est trouvé dans les petits bassins sédimentaires du Permien dans plusieurs parties des Pyrénées (p.ex. Vallée de la Neste, autour des massifs d'Arize et de Saint-Barthélemy). La coloration rouge du Permien est une caractéristique importante. Le plus grand bassin (le seul figuré sur la carte) traverse la Vallée de la Neste à quelques kilomètres au nord d'Arreau. La base de la succession est formée par un conglomérat polygénique, des grès et des pélites gris-vert de la **Formation de l'Escale**. Les brèches rouges à éléments quartzitiques de la **Formation de la Coume-Vieille** sus-jacente sont elles-mêmes surmontées par des brèches rouges stratifiées à éléments calcaires de la **Formation de Camous**. L'épaisseur des trois formations varie rapidement. Au centre de la vallée elle est d'environ un kilomètre, mais elle sera

réduite à quelques mètres, voire inexistante, sur une distance de quelques kilomètres. De fortes variations de faciès et d'épaisseurs sont des caractéristiques des bassins permiens. Il est assez difficile de dater ces roches détritiques. Les roches grises sont attribuées du Stéphanien à l'Autunien gris et les formations rouges qui les suivent sont attribuées au Permien ou à l'Autunien rouge-Thuringien.

2.1.3. Formations sédimentaires mésozoïques

En Midi-Pyrénées, les formations mésozoïques affleurent principalement dans **le Quercy** [Cubaynes, 1986), Cubaynes et al., 1987; Delfaud, 1969 ; Lézin, 2000 ; Pélissié, 1982 ; Rey et al., 1995], **les Causses** (détroit de Rodez, Bassin des Grands-Causses) [Alabouvette et al., 1989 ; Charcosset, 1998 ; Ciszak et al., 1996 ; Mennessier et al., 1984] ; et **les Pyrénées** centrales (zones Sous-pyrénéenne et Nord-pyrénéenne) [Canérot, 2008 ; Fauré, 2002 ; James, 1998 ; Peybernès, 1976].

Trias

t3-4. **Anisien à Ladinien (245 - 228 Ma). Argiles versicolores, marnes, grés et conglomérats (Massif Central). Dolomies et calcaires (Pyrénées).** Cet intervalle stratigraphique est absent dans le Quercy.

Dans les Grands-Causses, le Trias moyen se caractérise par une alternance de grès et de marnes se terminant par des barres conglomératiques (45 à 60m) qui témoignent d'une sédimentation fluviatile.

Dans les Pyrénées, cet intervalle stratigraphique est essentiellement représenté par des calcaires bioclastiques et des dolomies de faciès « Muschelkalk ». Les sédiments, dont l'épaisseur globale n'excède pas 100 m, s'y organise en 2 unités. La première datée de l'Anisien supérieur-Ladinien inférieur débute par des calcaires et des dolomies gris ou beiges, finement lités surmontées par des argiles, des pélites gris clairs et des évaporites intercalés de fins niveaux dolomitiques et de tufs. La seconde unité montre la succession suivante : calcaires argileux, calcaires finement lités, dolomies à oolithes, silex, foraminifères benthiques, brachiopodes, pélites grises à intercalations de calcaires et dolomies. Ces 2 successions enregistrent les variations du niveau marin dans un environnement de type laguno-marin (infralittoral à supralittoral).

t5-7. **Carnien à Rhétien (228 - 200 Ma). Argiles et marnes bariolées évaporitiques, dolomies, grès.** Dans le Quercy le Trias supérieur est représenté par un épandage essentiellement gréso-argileux d'épaisseur très variable (Nulle à Capdenac à 100m dans la vallée du Lot) qui témoigne d'une sédimentation continentale fluviatile.

Dans les Grands-Causses, cet intervalle se marque par l'apparition de dolomies crème surmontées par des marnes, du grès et du Gypse. Le toit de cet intervalle attribué au Rhétien est également dolomitique (40 à 100 m d'épaisseur).

Dans les Pyrénées, le Trias supérieur est représenté par un complexe d'argiles bariolées (vertes ou rouge lie-de-vin), de cargneules ocre, de brèches, de calcaires dolomitiques et d'évaporites (gypse, anhydrite) attribué au Keuper et témoignant de l'installation d'un milieu lagunaire. Localement s'associent des amas d'ophite en Ariège, Comminges… . Au Rhétien (~40m en Ariège) on rapporte une assise de calcaires argileux en plaquettes à foraminifères benthiques et lamellibranches (*Rhaetavicula contorta*) dans la partie Est des Pyrénées centrales qui passent progressivement à des dolomies grises, des brèches dolomitiques et des argiles évaporitiques en direction de l'Ouest (Baronnies). Au Keuper se met donc en place un bassin évaporitique subsident qui laisse place au Rhétien à une plate-forme carbonatée infra à médiolittorale ouverte en direction du sud-est.

Jurassique

l1. **Hettangien (200 - 196 Ma). Dolomies, cargneules ou grès et argilites bariolées.** Dans le Quercy l'Hettangien (130 à 160 m) est majoritairement dolomitique. Dans le Sud du Quercy, l'Hettangien débute par des dolomies en dalles disposées en bancs centimétriques à décimétriques avec de rares passées marno-dolomitiques finement laminées. Cette unité montre une évolution verticale avec la succession de séquences tidalitiques métriques ordonnées du domaine infralittoral au domaine médiolittoral. Cette unité passe vers le Nord à des sédiments argilo-dolomitiques de marais maritime puis aux épandages gréso-argileux fluviatiles. Cet ensemble est surmonté par des dolomies et argiles vertes.

Dans les Grands-Causses, l'Hettangien (puissance 25 à 200 m, d'Ouest en Est) est constitué par une assez grande épaisseur de dolomies gris cendré avec fréquentes laminites à fentes de dessiccation. Au sein de ces dolomicrites s'intercalent parfois des marnes vertes, des marnes argileuses noires ou bien des niveaux gréseux. En direction de Rodez cet ensemble passe à une alternance de marnes ou argilites vertes et lie-de-vin et dolomies noduleuses beige à la base et à une sédimentation rythmique avec plusieurs séquences ou peuvent apparaître des niveaux de laminites algaires, des microbrèches, des calcaires oolithiques souvent dolomitisés, des faciès argilo-carbonatés et localement des faciès évaporitiques à anhydrite et traces de silicification.

Dans les Pyrénées, cette unité (100 à 150 m) se caractérise par des calcaires clairs massifs à la base, plus finement lités au sommet et très peu fossilifère au sein desquels s'intercalent des roches volcaniques « tuf de Ségalas ». Au-dessus se développent des brèches massives azoïques et des cargneules résultant de la dissolution au sein d'une épaisse série évaporitique. Ces diverses formations hettangiennes soulignent l'installation d'une plate-forme marine carbonatée, peu profonde plus ou moins confiné (lagune). Les brèches dolomitiques témoignent de l'installation d'une vaste cuvette évaporitique dans ce domaine pyrénéen instable

tectoniquement. C'est à cette période que s'individualisent des horsts (hauts-fonds béarnais et occitan) aux extrémités occidentales et orientales des Pyrénées centrales et des grabens (bassin commingeois notamment).

l2-3. **Sinémurien (196 - 189 Ma). Calcaires bioclastiques ou oolithiques et calcaires lithographiques à microrythmes.** Dans le Quercy, le Sinémurien (30 à 70 m) débute par des séquences tidales : grainstone oolithique (tapis sableux du domaine infralittoral), mudstone à bird-eyes et niveaux stromatolithiques (domaine médiolittoral) et se terminer soit par des brèches de dessiccation, soit par un paléosol, soit par des argiles à *Latochara durand-delgai* Feist et à Ostracodes. De tels faciès sont assimilables aux environnements actuels à Cyanophycées du Golfe persique et des Bahamas. Le sommet du Sinémurien se marque par un dizaine de mètre de calcaires bioclastiques roux, gréseux et oolithiques mis en place sur une plate-forme marine de faible profondeur, dans le domaine infralittoral.

Dans les Grands-Causses, le Sinémurien est représenté par des calcaires et des dolomies dont la puissance passe de quelques mètres à 50-70 mètres d'Ouest en Est. La série, très changeante dans le détail, débute en général par des dolomies argileuses avec fréquents débris végétaux ou dolarénites fines, siliceuses à débris ligniteux, fentes de dessiccation et structures algaires terminées parfois par un hard ground à ostréïdés. Aux dolomies succèdent des calcarénites ou dolarénites à structure souvent oolithique, intercalées de brèches sédimentaires, des micro-conglomérats et des calcaires sublithographiques. La série se termine par des faciès biodétritiques à stratifications entrecroisées, ripple marks et autres figures de courants ou par des séquences calcarénites grises, biocalcarénites de plus en plus oolithiques traduisant un milieu marin peu profond mais nettement moins confiné qu'à l'Hettangien. Cette succession est couronnée par un ou plusieurs hard ground(s) qui suggèrent une lacune de la partie terminale de l'étage qui serait représentée plus à l'Est par quelques placages d'entroquites. La faune rarement bien conservée comprend des coraux, algues calcaires, bryozoaires et brachiopodes.

Dans les Pyrénées, cet étage serait essentiellement représenté par des calcaires massifs (Calcaires rubanés), gris bleuté, à intercalations microrythmiques, se débitant en plaquettes qui passent progressivement, en montant dans la série, à des calcaires oolithiques à débris de Brachiopodes (30 à 40 m). La surface supérieure de l'assise apparaît localement perforée, ferruginisée et marque probablement une lacune de la partie supérieure du Sinémurien. C'est donc au cours du Sinémurien que se mettent en place des dépôts de calcaires marins francs sur une vaste plate-forme peu profonde où les conditions hydrodynamiques engendrent la formation de barres ou dunes oolithiques isolant des zones plus calmes qui favorisent l'accumulation de boues stromatolithiques.

l3-4. **Pliensbachien à Toarcien (190 - 175 Ma). Grandes alternances marnes brunes ou noires et calcaires bioclastiques à crinoïdes et pectens.** Dans le Quercy, le Carixien (quelques dm à 55 m) se marque par l'apparition de calcaires argileux à *Platypleuroceras* surmontés par des calcaires à chailles, à peloïdes et spicules de spongiaires puis par des calcaires à rangs de pavés (biomicrites pyriteuses) à nombreux *Aegoceras* [zone à Davoei] et à *Protogrammoceras* [horizons à

Occidentale et à Monestieri]. Cette succession est caractéristique d'un environnement de plate-forme distale.

Au-dessus, les argilites grises riches en crinoïdes marquent le Domérien. Elles témoignent de l'installation d'une vasière circalittorale. Ces argilites sont surmontées par des marnes à intercalation de nodules calcaires ferrugineux plus ou moins coalescents, avec des formes contournées typiques de slumps qui signalent une déstabilisation du bassin avec des glissements de sédiments sur une pente. Les calcaires bioclastiques infralittoraux (crinoïdes et lamellibranches) de la Barre à Pectens (*Pseudopecten* (*Pseudopecten*) *aequivalvis* (Sowerby) clôturent la série domérienne.

Le Toarcien (30 à 80 m) débute par les *Schistes carton* [zone à Serpentinus, sous-zone à Strangewaysi, horizon à Elegantulum] qui indiquent des fonds réducteurs, sans brassage, où règne une intense activité anaérobie. Ils sont surmontés par une alternance de bancs calcaires décimétriques et de marnes à *Hildoceras bifrons,* nodosariidés et ostracodes caractéristiques de l'étage infralittoral puis par des marnes noires à *Pseudogrammoceras* [zone à Thouarsense] qui indiquent le développement d'une vasière circalittorale avec des fonds réducteurs. Le sommet du Toarcien est marqué par le passage de marnes sombres à une alternance marnes-calcaires argileux riches en faunes benthiques (lamellibranches et brachiopodes de l'assise à Gryphées) et donc montre une évolution de l'étage circalittoral (marnes noires) à l'étage infralittoral.

Dans les Grands-Causses, le Carixien (10 à 60 m d'Ouest en Est) correspond à une alternance régulière de bancs décimétriques de calcaires argileux gris-bleu à débit en moellons ou "pavés" et de marnes grises feuilletées. En direction de l'Est (Séverac) existe à la base de la série un faciès bioclastique et gréseux de remaniement, riche en nodules phosphatés, à gryphées et *Paltechioceras,* témoin du démantèlement du Lotharingien dans les premiers niveaux carixiens.

Le Domérien inférieur se marque par un ensemble de 15 à 30 m, à proximité de Rodez, de marnes grises homogènes, micacées et feuilletées, localement riches en petits fossiles pyriteux, et à nodules calcaires à *Tisoasephonalis.* Au Domérien supérieur, le faciès calcaire biodétritique à entroques et à *Pecten aequivalui* caractéristique du versant aquitain est encore bien développé sur le seuil de Rodez. Vers l'Est le faciès devient progressivement plus marneux et finit par se confondre avec les marnes sous-jacentes dont il n'est séparé que par un lit de nodules calcaires. La faune est riche en lamellibranches divers à pectinidés abondants.

Le faciès basal des "schistes-cartons" (Toarcien), à faune *d'Harpoceras falciferum,* n'est bien représenté sur le seuil de Rodez qu'à partir d'Agen-d'Aveyron, avec une puissance inférieure à 5 m. Plus à l'Est les Schistes carton sont épais d'une dizaine de mètres et sont riches en matière organique et en ammonites aplaties de la zone à Serpentinus. Ailleurs, il ne se distingue guère du reste de la série constituée de marnes gris-bleu à petites ammonites pyriteuses et rares bancs calcaires, dont la puissance s'accroit de 40 à 80 m d'Ouest en Est. La première zone de l'étage, à Tenuicostatum,

ne serait pas représentée sur le seuil de Rodez tandis qu'à l'Est du moins, la série comporterait toutes les zones du Toarcien jusqu'à la zone à Aalensis.

Dans les Pyrénées, la puissance du Pliensbachien oscille entre 5m et 40 m. Les variations d'épaisseur sont contrôlées par la structuration en horst et Graben initiée au Lias inférieur. Le minimum de puissance se situe sur les Hauts-fonds de Bigorre occidentale (ou béarnais) et Occitan. Au cours du temps la sédimentation pliensbachienne s'uniformise jusqu'à masquer cette structuration.

Le Carixien est représenté par des calcaires bioclastiques à polypiers et/ou à oolithes plus ou moins ferrugineuses et brachiopodes strato-croissants à rognons siliceux en son sommet. Ces calcaires montrent un épaississement graduel avec développement de la phase argileuse en direction de l'Ouest. L'environnement est celui d'une plate-forme carbonatée externe (infralittoral à circalittoral). Le Domérien inférieur à moyen se marque par l'instauration d'une sédimentation marneuse traduisant une augmentation de la bathymétrie. Ces marnes noires azoïques dans les baronnies, sont bleu foncé et enrichies en Pentacrines en Ariège. Dans les environs de Foix et de Saint Girons, on note la présence d'intercalations de calcaires oolithiques. La barre à Pectens reconnue en Aquitaine clôture également la série domérienne dans la zone pyrénéenne. Elle témoigne de la mise en place d'une plate-forme carbonatée de type rampe peu profonde, stable et ouverte.

Le Toarcien (0 à 30 m) est absent par érosion à l'Ouest des Hautes-Pyrénées (Pic de la Clique) et dans la zone orientale ariégeoise. Ailleurs, il est représenté par des calcaires argileux beiges, bioclastiques à brachiopodes et bélemnites (6 m) datées du Toarcien inférieur suivis de marnes silteuses noires ou grises admettant quelques intercalations de bancs calcaires riches en oolithes (Toarcien moyen). Au Toarcien supérieur, les calcaires à gryphées marquent le retour d'une sédimentation plus carbonatée à l'Est du Bassin commingeois (Aspet..) tandis que dans les baronnies persistent des marnes noires ou beiges à ammonites.

Les environnements de dépôt du début du Toarcien sont ceux d'une vaste plateforme carbonatée de type rampe, peu profonde qui, à l'image de celle du Domérien supérieur (barre à Pecten), recouvre l'ensemble du domaine pyrénéen. Puis au cours du Toarcien, le milieu de sédimentation s'approfondit et devient une immense vasière remplie d'argile et de silts. Au sommet du Toarcien, une sédimentation de plus en plus carbonatée témoigne d'une baisse de la bathymétrie en contexte marin ouvert (circalittoral à infralittoral).

j1-4. **Aalénien à Callovien (175 - 161 Ma). Calcaires à oncolites ou à Fucoïdes et chailles puis oolithiques alternant avec des calcaires sublithographiques et de la dolomie.** Le Dogger se marque par l'instauration progressive et diachrone d'une sédimentation carbonatée.

Dans le Quercy, l'Aalénien (2 à 15 m), daté en partie par brachiopodes et ammonites, débute par des calcaires bioclastiques (Aalénien inférieur) surmontés par les calcaires à « oncolithes » de l'Aalénien moyen puis par des calcaires péloïdaux à chailles ou des calcaires dolomitiques à géodes silico-calcitiques attribuées à l'Aalénien supérieur

sans arguments stratigraphiques. Cette évolution témoigne du passage progressif d'une sédimentation marine de plate-forme externe (circalittoral à infralittoral) à une sédimentation de plate-forme interne à confinement croissant.

Le Bajocien quercynois débute par un ensemble de calcaires oolithiques massifs recristallisés à la base, surmonté de sparites et dolosparites (50 à 80 m). L'âge de cette barrière oolithique frangeante n'est pas connu avec certitude en l'absence d'arguments paléontologiques. Ces calcaires oolithiques sont surmontés par le membre des dolomies bréchiques du Pech Affamat (10 m) qui est représenté successivement par des calcaires granulaires à laminations entrecroisées ; des paléosols, lentilles ligniteuses, tapis algaires et micrites à *fenestrae* ; des dolosparites bréchiques à structures entérolithiques et nodules de calcite fibroradiée typiques d'une sebkha. L'ensemble, attribué sans preuve au Bajocien, est surmonté par une surface de réactivation passant latéralement à une discordance angulaire. Les calcaires oolithiques et graveleux de Larnagol (0 à 25 m) attribués au Bajocien supérieur débute par 5 m de micrites suivies de faciès se relayant de façon rapide et séparés par d'innombrables discontinuités : calcaires granulaires ; micrites massives, laminées à *fenestrae* ; brèches de dessiccation, tapis stromatolitiques, etc... Ils sont couronnés par un hard-ground. Cette évolution est caractéristique d'une séquence de comblement, allant d'un lagon à la zone intertidale dans un contexte très instable.

Le passage Bajocien-Bathonien se marque par 20 à 30 m de calcaires massifs micritiques à *Acrosaleniapustulosa* (Forbes) et *Aulacothyris* sp. surmontés par une alternance marno-calcaires à brachiopodes puis par des calcaires recristallisés, tapis stromatolitiques, microbrèches à cailloux noirs, micrites à pseudomorphoses d'évaporites et assises calcaréo-marneuses à nodules de calcite fibroradiée attribués au Bathonien inférieur. Les environnements sédimentaires s'étendent d'un lagon à des milieux supratidaux confinés (sebkha ou étang saumâtre). Le Bathonien moyen débute par des calcaires oolithiques renfermant *Kallirhynchiaconcinna* (Sow.). Viennent ensuite des dépôts de sebkha signalés par des micrites à pseudomorphoses, puis des calcaires recristallisés à structure bréchique. Au Bathonien supérieur les calcaires granulaires de base succèdent des micrites laminées à *fenestrae* et pseudomorphoses, puis des calcaires marneux à faune et flore dulçaquicoles. La présence de *Meyendorffina bathonica* (Aurouze et Bizon), permet d'attribuer l'ensemble au Bathonien supérieur. Le Bathonien terminal se marque par des calcaires granulaires à *Trocholina gigantea* puis des micrites massives de lagon et des micrites laminées à pseudomorphoses.

Le Callovien correspond à un ensemble de micrites massives avec quelques récurrences de faciès granulaires à *Tr. gigantea*. Cette unité, déposée au sein d'un lagon, est attribuée au Callovien sur la base de la présence de *Praekurnubiacrusei* (Redmond).

Dans les Causses, le Dogger est représenté par 15 m à plus de 300 m de carbonate d'Ouest en Est. A l'Aalénien, daté en partie par brachiopodes et ammonites (Ciszak et al., 1996), se succèdent des calcaires à miches (Aalénien basal), des calcaires à zoophycos (Aalénien inf. à moyen) et des calcaires à entroques (sommet de

l'Aalénien). Cette superposition témoigne d'une sédimentation en contexte de plate-forme externe/distale.

Le Bajocien des Grands-Causses se marque par la superposition des calcaires oolithiques à grandes stratifications obliques de Campagnac, des calcaires à chailles, du premier complexe dolomitique "dolomies I" attribués principalement au Bajocien inférieur et des calcaires oolithiques blancs à stratifications obliques et parfois entrecroisées datées du Bajocien supérieur par brachiopodes. Ces calcaires oolithiques de Campagnac passent latéralement vers l'Ouest à la Minette ferrugineuse de Muret le Château. La limite supérieure de cette assise correspond, dans la région de Millau, à une surface irrégulière, oxydée ou parfois karstifiée, surmontée par des argiles rouges matérialisant un paléosol.

Le Bathonien inférieur est en grande partie lacunaire dans les Causses. Le Bathonien moyen et supérieur est caractérisé par la formation des Calcaires à stipites et le second complexe dolomitique, dolomie II. Il s'agit d'une unité essentiellement formée de calcaires sublithographiques beiges ou grisâtres en bancs pluridécimétriques datée par brachiopodes (Charcosset, 1998) admettant des intercalations de calcaires oolithiques surtout vers le sommet, et des passées argileuses et charbonneuses (stipites du Larzac) plus épaisses à la base de la formation qui témoignent de conditions souvent très proches de l'émersion voire émersives. Les calcaires précédents sont surmontés par un complexe dolomitique responsable des reliefs ruiniformes des plateaux caussenards. Il s'agit de dolomies massives, noires, cristallines ou finement grenues, généralement pulvérulentes. La partie supérieure des « Dolomies II » pourrait représenter une partie du Callovien puisque ces dernières sont ponctuellement couronnées par un horizon calcaire à ammonites de l'extrême sommet du Callovien moyen (horizon à Interpositum).

Au cours du Dogger s'individualise progressivement un haut-fond qui intègre le Quercy, la bordure cévenole et les Grands Causses. Cette paléotopographie de dimension hectokilométrique correspond au « Haut-fond occitan ». Il s'y développe une sédimentation carbonatée de vasière interne, isolée des mers ouvertes (Atlantique et Téthys) par des cordons oolithico-récifaux de haute énergie et d'orientation N-S.

Dans les Pyrénées, le Dogger est représenté, en grande partie, par des dolomies noires ou grises, fétides contenant des intercalations calcaires fossilifères qui permettent de dater l'Aalénien (calcaires à oncolithes ou à microfilaments) dans le secteur de Campan, l'Aalénien, Bajocien, Bathonien dans la zone Ariégeoise… Leur épaisseur varie d'environ 300m à une vingtaine de mètres en grande partie à cause des érosions (Pic de la Clique, Hautes-Pyrénées) et de la discordance anté-kimméridgienne qui tronquent leur partie supérieure dans le secteur de Campan. Dès la base du Dogger dans les Pyrénées centrale s'installe une sédimentation carbonatée de plate-forme interne.

j5-6. **Oxfordien à Kimméridgien (161 - 150 Ma). Calcaires oolithiques et graveleux à trocholines puis brèches polygéniques et alternances marno-calcaires à huîtres ou dolomies.** Dans le Quercy, l'Oxfordien (50 à 150 m) débute par un ensemble monotone de calcaires granulaires avec quelques intercalations micritiques

livrant une abondante faune benthique (*Pr. crusei*, *kurnubia palastiniensis* Henson, *Valvulina lugeoni* Septfont., *Chablaisia chablaisensis* Septfont, etc..). Cette importante barrière oolithique se réduit vers Cabrerets où elle s'enrichit en oncolites centimétriques. Au-dessus de micrites massives se rencontrent des dépôts intertidaux avec micrites laminées à Astartes, interrompues par une surface d'érosion. Au sommet de l'Oxfordien, des microconglomérats à cailloux noirs précèdent des brèches polygéniques à clastes plurimétriques variés ; microconglomérats, calcaires granulaires, micrites, tapis algaires, etc... Ces sédiments se sont déposés à l'articulation mer/continent.

Le Kimméridgien débute dans des brèches hétérométriques à ciment sparitique. Dus à la dissolution d'évaporites et témoignant du développement de sebkhas (Pelissié, 1985), ces faciès passent au sommet à des micrites de lagon couronnées par un hard-ground. Au-dessus de brèches analogues aux précédentes viennent des micrites à oncolites et *Salpingoporella annulata* (Carozzi) puis des micrites bioturbées avec quelques niveaux à galets mous et gravelles. L'ensemble dessine une évolution transgressive entre une sebkha et le milieu subtidal.

Le sommet du Kimméridgien inférieur se marque par une alternance de calcaires argileux gris, bioclastiques, se débitant en plaquettes, de marnes à *Pholadomya protei* (Brong.) et *Nanogyra virgula* (Defr.), et de bancs plus carbonatés couronnés par un hard-ground couvert d'huîtres. Cette évolution indique un brusque approfondissement du milieu de dépôt et un passage en domaine ouvert, attesté par le retour des faunes à céphalopodes puis le passage progressif d'environnements ouverts à un environnement restreint.

Au Kimméridgien supérieur (145 m) une épaisse alternance de marnes lumachelliques à *Nanogyra virgula* (Defr.) et de calcaires argileux noduleux témoigne d'une sédimentation de vasière peu profonde, de vaste extension (Aquitaine nord, Bassin de Paris) et soumise épisodiquement aux influences du large. En montant dans la série, les dépôts sont à dominante marneuse et plus ou moins riche en matière organique. L'évolution de la sédimentation traduit un approfondissement par saccade du milieu de dépôt et un passage progressif à des environnements épisodiquement ouverts.

Le Malm est absent sur le détroit de Rodez. En direction de l'Est et du Sud (Millau) l'intervalle Callovien-Oxfordien est représenté par des dolomies cristallines crème à rosées à intercalations ponctuelles de calcaires blancs en plaquettes à empreintes d'Ammonites indéterminables. Leur épaisseur peut atteindre une cinquantaine de mètre. L'Oxfordien supérieur-Kimméridgien est souligné par des dolomies grises au Nord de Millau épaisses d'une 50ène de mètre qui passent latéralement vers le sud à des calcaires en plaquettes (20 m) à silex blonds surmontés par 30m de calcaires sublithographiques et dolomies crèmes à entroques.

Dans les Pyrénées, le Malm a été érodé sur les extrémités est du Haut-fond occitan (Pech de Foix, Montségur) et du Haut-fond de Bigorre occidentale (Pic de la Clique). La série s'épaissie progressivement d'Est en Ouest. Le sommet des dolomies grises est généralement attribué à l'Oxfordien en Ariège. Ces dolomies passent latéralement à des calcaires oolithiques, graveleux et des calcaires dolomitiques à trocholines dans

les Hautes Pyrénées. Le Kimméridgien (100 à 300 m) *pro parte* est représenté par des calcaires argileux noirs à lituolidés *(Everticyclammina virguliana, Alveosepta jaccardi),* exogyres (*Exogyra virgula*) entrecoupés de coulées bréchiques polygéniques (dolomies oxfordiennes et calcaires kimméridgiens) pluridécimétriques en Bigorre et en Comminges. En Ariège, (Foix…) le Kimméridgien est représenté par des calcaires graveleux à dasycladacées qui passent latéralement en direction de l'Est à des dolomies noires. Les calcaires argileux à lituolidés représentent des dépôts rythmiques peu fossilifères riches en matière organique et parfois à pseudomorphoses d'évaporites, qui se sont accumulés dans des vasières calmes en milieu infra- à médiolittoral; quelques bancs de dolomies noires, de calcaires bioclastiques et de brèches s'y intercalent épisodiquement, témoins de retours répétés à des conditions lagunaires, d'agitation temporaire et de mouvements tectoniques (Peybernès, 1976).

j7. **Tithonien (150 - 145 Ma). Calcaires et dolomies sublithographiques à bioclastiques.** Dans le Quercy, le Tithonien (130 m) est représenté, à la base, par une vingtaine de mètres de calcaires micritiques en « petits bancs », à surfaces de stratifications ondulées puis par une dizaine de mètres de laminites dolomitiques riches en figures d'émersion. Cet ensemble s'achève par une surface usée, oxydée et encroûtée par des *Nanogyra*. Ces dépôts expriment une rapide diminution de la profondeur qui se traduit par le passage d'une sédimentation de milieu restreint à une sédimentation intertidale et supratidale. La partie supérieure de la série tithonienne montre le passage de 15 m de calcaires micritiques, finement grenus, plus ou moins bioclastiques, à *Gravesia gigas intermedia* (Hantzpergue) et G. *gravesiana* (d'Orb.) à une soixantaine de mètre de calcaires micritiques et de dolomies traduisant la régression fini-jurassique.

Dans les Causses, le Tithonien (0 à 100 m) est représenté par des calcaires variés fins ou bioclastiques (Nérinées, polypiers) en petits bancs, partiellement dolomitisés caractérisant des environnements de plate-forme interne ou de lagon. Cette série est absente sur le seuil de Rodez

Dans les Pyrénées, lorsque le Tithonien est présent, il se marque par 50 à 200 m de dolomies grises ou noires bien stratifiées, admettant quelques intercalations de calcaires gris ou beiges bioclastiques, graveleux ou oolithiques à *Anchispirocyclina lusitanica* (Delfaud, 1969), trocholines et nombreux autres foraminifères, rares nérinées ou algues. Des brèches calcaires ou dolomitiques y sont fréquentes. Cette association de faciès témoigne de l'installation d'une plate-forme carbonatée peu profonde. Dans les zones ariègeoises, commingeoises la série tithonienne est absente.

Crétacé

n1-4. **Néocomien à Barrémien (145 - 126 Ma). « Brèche limite » et calcaires.** C'est à l'est et au sud de la ZNP, dans le bassin de Tarascon et à ses abords qu'il est le plus complet et atteint une épaisseur remarquable ; aux **Calcaires à Trocholines et Dasycladacées** du Berriasien supérieur (50 m) succèdent les **Calcaires roux à lignites** du Berriasien terminal-Valanginien inférieur (120 m) puis les **Calcaires à**

Pfendérines et rudistes (100 m), attribués au Valanginien supérieur. L'Hauterivien qui fait partout défaut en M-P, est cependant présent immédiatement à l'est (Aude). Au centre, dans les chaînons calcaires commingeois il est réduit à la « **Brèche limite** » polygénique (dolomie, calcaires, calcaires à trocholines), discontinue et d'épaisseur variable (0-200m) qui le sépare de son substratum tithonien, et aux 50 m sus-jacents de **Calcaires à Trocholines et Dasycladacées** du Berriasien supérieur. Toutefois localement au nord-ouest de Saint-Girons, il se complète par les **Marnes de Francazal** à ammonites du passage Berriasien-Valanginien (20 m). A l'ouest il semble correspondre aux seuls « grès de base du Crétacé » discontinus (0 à 15 m), des grès quartzeux ferrugineux et des calcaires gréseux non datés compris entre le sommet des dolomies tithoniennes et la base du Barrémien. Ces grès et la surface taraudée qu'ils surmontent, témoignent d'une émersion ; en outre, ils sont localement discordants sur la ride diapirique de Moncaut. Au nord de la ZNP d'Ariège, il se réduit rapidement aux seuls Calcaires à Trocholines et Dasycladacées avant d'être remplacé par une discontinuité jalonnée de bauxites

Après la période d'émersion de la fin du Jurassique, ces dépôts marquent le retour des influences marines dans une partie du domaine pyrénéen. Ils enregistrent les multiples oscillations transgressives ou régressives, avec, à la fin de l'Hauterivien, un retrait maximal d'une mer peu profonde, le « Golfe Pyrénéo-Provençal », ouverte sur la Téthys vers l'est alors qu'elle se ferme à l'ouest des Pyrénées centrales.

Barrémien (130 - 126 Ma). Ses dépôts reposent sur un substratum d'âge variable, Jurassique à Néocomien. Ils occupent toute la ZNP à l'exception de sa bordure septentrionale d'Ariège où ils sont remplacés par la discontinuité que jalonnent les bauxites. Deux formations s'y succèdent, les **Calcaires urgo-barrémiens** de faciès urgonien à rudistes (*Toucasia*), polypiers, algues, orbitolinidés (jusqu'à 100m) qui représentent soit le Barrémien inférieur, soit plus localement tout le Barrémien (Vicdessos, Aulus ; 400m) et les **Calcaires à Annélides** du Barrémien supérieur, des micrites argileuses sombres, riches en matière organique et en section de tubes de serpules blancs (40-100m).

Au cours du Barrémien les aires de sédimentation s'élargissent et s'ouvrent aux influences marines qui déposent d'abord des sables bioclastiques riches en rudistes et algues vertes (faciès urgonien) sur des plates-formes peu profondes (infralittorales externes), puis des boues à annélides et charophytes dans des vasières littorales encore moins profondes (infralittorales internes à supralittorales).

bx. **Bauxites.** Des bauxites et des argiles rouges bauxitiques, parfois accompagnées d'horizons ligniteux, sont présentes dans les chaînons calcaires nord-pyrénéens ariégeois de Lavelanet à Saint-Girons. Très discontinus, les affleurements se situent entre un mur de dolomies du Jurassique de plus en plus ancien du sud (Tithonien-Kimméridgien supérieur) vers le nord (Kimméridgien inférieur-Oxfordien) et un toit de calcaires urgoniens d'âge de plus en plus récent du sud (Gargasien basal) vers le nord (Albien inférieur). Elles témoignent de l'émersion locale et d'une lacune de sédimentation couvrant une grande partie du Crétacé inférieur de la partie méridional du Haut-fond occitan. Elles correspondent à des paléoaltérites souvent pisolithiques qui remplissent des dépressions d'origine karstique entaillées à la surface du

Jurassique. Elles peuvent être stratifiées ou même interstratifiées avec les calcaires urgoniens à la suite d'une genèse polyphasée liée aux transgressions et régressions locales.

Certains de ces gisements ont été exploités (Lescale, Unjat, Cadarcet, Péreille). Elles sont organisées en plusieurs niveaux superposés d'échelle métrique à décamétrique, séparés par des fins niveaux calcaires datés de l'Albien inférieur.

n5. **Aptien inférieur. Bédoulien à Gargasien basal (126 - 121 Ma). Marnes noires.** Il est uniformément représenté par les 100 à 200 m des **Marnes à *Deshayesites*** – aux dénominations locales variables (**M. de Sainte-Suzanne**, **de Costensac, d'Ussat**)- des marnes sombres pyriteuses à ammonites bédouliennes (des zones à Forbesi, Deshayesi et à Bowerbanki) et oursins (*Toxaster collegnoi)* mais qui peuvent monter dans le Gargasien basal. Ces dépôts marins uniformes occupent pratiquement l'ensemble de la zone nord-pyrénéenne à l'exception de sa bordure septentrionale ariégeoise tardivement et localement recouverte par les **Calcaires à *Iraqia*** (0-60 m, Saint-Girons) du passage Bédoulien-Gargasien et encore émergée plus au nord (lacune du Jurassique sup. au Bédoulien, jalonnée de bauxite).

Ces marnes à ammonites bédouliennes signent une nouvelle ouverture marine avec, cette fois-ci, une uniformisation des dépôts dans un bassin relativement profond (circalittoral) et qui pour la première fois occupe pratiquement l'ensemble du domaine pyrénéen en reliant le Golfe pyrénéo-languedocien et le Golfe d'Aquitaine (Bassin axial pyrénéen).

n6b-7aM. n6b-7aU. **Aptien supérieur à Albien inférieur. Gargasien à Leymeriellien (121 - 109 Ma). Marnes moires et calcaires urgoniens de l'Albo-Aptien.** Dans certains secteurs de la ZNP, le Comminges et le Pays de Sault, le dépôt de marnes à ammonites et de calcaires marneux se poursuit sur 1000 à 1500m avec les **Calcschistes intermédiaires** du Gargasien et les **Marnes à *Hypacanthoplites*** du Clansayésien et du Leymeriellien. A leur périphérie se déposent, des calcaires bioclastiques à *Toucasia* et orbitolines, de faciès urgonien (**Calcaires urgo-aptien supérieur** puis **Calcaires urgo-albiens inférieurs,** souvent riches en algues floridées) et dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs centaines de mètres (200-600m). La transition verticale et horizontale entre ces deux faciès est assurée par de nombreuses indentations qui sont parfois accompagnées par des **calcarénites** riches en entroques et de granulométrie variable (Bagnères, Campan, Aspet). En prenant en compte les Marnes à Deshayesites, trois mégaséquences marnes-calcaires successives sont localement reconnues dans ce puissant complexe albo-aptien (Bagnères, Campan, Aspet). Enfin, en Ariège, sur le bord septentrional de la ZNP, les calcaires urgoniens surmontent directement la lacune jalonnée de bauxite et parfois de lignites ; ils sont eux-mêmes surmontés par des Marnes à *Hypacanthoplites* avec lesquelles ils enregistrent un dernier élargissement du domaine marin.

Ces deux grands types, bien distincts, de faciès marins permettent de reconnaître une large plateforme pyrénéenne diversement subsidente, à sédimentation carbonatée bioclastique peu profonde (infralittorale) qui est accidentée de larges bassins quadrangulaires plus subsidents et à sédimentation boueuse relativement profonde

(circalittorale ; Bassin commingeois et bassin du Pays de Sault/Sègre, ultérieurement partagé en deux par le glissement vers le sud de la couverture de la Haute chaîne). Ce nouveau bassin pyrénéen bien que mobile et parfois qualifié de rift, est encore indépendant des limites de la future ZNP (le rift albo-cénomanien) puisqu'il intéresse un domaine bien plus large qui s'étend du bassin d'Aquitaine méridional (centro-occidental) au bassin de l'Ebre septentrional.

M-c ; Br ; Mi. **Métamorphisme Crétacé ; Brèches ; Marbres.** La description de ces terrains est traitée dans la partie **2.2.3. Métamorphisme alpin** en page 68.

n6-c1. **Albien moyen à Cénomanien inférieur (109 - 96 Ma). Flysch noir albo-cénomanien et ses équivalents chronologiques (calcaires, marnes, grès brèches).** Avec une épaisseur variant de 0 à 4000m, ce premier flysch du cycle alpin de la chaîne est étroitement localisé dans la zone nord-pyrénéenne dont il occupe près du tiers de la surface. Ses affleurements, au nombre d'une vingtaine, correspondent soit aux remplissage d'anciens petits fossés élémentaires du rift nord-pyrénéen composite (les fossés dits « externes » d'Ossun, des Baronnies, de Saint-Gaudens, de Salies-du- Salat, de Camarade et de Nalzen, le long du futur chevauchement frontal, et les fossés dits « internes » d'Arrodets, de la Barousse, de la Ballongue et d'Aulus, le long de la faille nord-pyrénéenne), soit au recouvrement d'anciens hauts-fonds bordiers (ride de Lannemezan-Labarthe) ou médians (Batsourgère-Aspin, Nistos, Cap-de-Dau, Bareille, Caumont-Sourroque, Marillac). Il surmonte en discordance un substratum varié constitué par les dépôts mésozoïques pré-rift et par la croûte paléozoïque alors qu'avec ce substratum, il est recouvert en discordance par les flyschs néocrétacés post-rift. Dans tous les fossés internes et dans les plus occidentaux des fossés externes (Ossun, Baronnies), il est affecté par un métamorphisme synschisteux (S1) anchi à mésozonal d'âge cénomano-turonien qui le transforme en un Flysch noir « ardoisier ».

Les <u>sédiments du Flysch noir</u> sont immatures et d'origine locale pour les brèches et les micrites ou plus lointaine pour les poudingues, les grès (litharénites parfois feldspathiques, calcarénites) et les omniprésentes pélites sombres. Les plus grossiers, rudites et arénites, proviennent de l'érosion locale des séries mésozoïques anté-rift (calcaires, dolomies, marnes) et de celle de la croûte continentale paléozoïque ou plus ancienne (gneiss, micaschistes, quartzites, calcaires, granites), ou bien des sédiments pénécontemporains des plate-formes voisines (foraminifères, algues, lithoclastes calcaires, voire même blocs). Les plus fins, des pélites à illite et chlorite ou des silts quartzeux, proviennent de l'altération des continents voisins. De menus débris végétaux les accompagnent fréquemment. <u>Leurs faciès sédimentologiques</u>, au moins une douzaine, résultent de leur diverses associations (Figure 2). Le faciès le plus original correspond aux fréquents et puissants prismes d'éboulis sous-marins qui sont constitués de blocs grossiers jointifs et parfois même d'olistolites, le plus souvent accumulés par écroulement au pied des escarpements constamment rajeunis des failles actives caractéristiques du rift (Faciès F4 des traditionnelles « brèches chaotiques », non illustré sur la Fig. 1, en surcharge sur la carte). Les autres faciès ont été transportés et déposés par des glissements (slumps, F3) et des coulées boueuses de débris (débrites, F1, F2, F5), par des courants de turbidité concentrés à dilués (turbidites conglomératiques, gréso-pélitiques et pélito-gréseuses ; F6, F7, F8, F9), par

des courants de traction et décantation (F10, F11) et par la décantation de minces lits de boues carbonatées (hémipélagites micritiques, F12 non illustré.

L'organisation de ces faciès et les traces de paléocourants laissent entrevoir qu'ils constituent de petits cônes de rayon plurikilométrique, plus ou moins coalescents et d'organisation très rudimentaire avec une partie apicale conglomératique qui s'accumule au pied des escarpements de failles et une frange gréso-pélitique qui se fond rapidement dans les turbidites pélito-gréseuses déposées au centre du fossé (Fig. 1). Ainsi disposés et épais de plusieurs centaines de mètres, de tels dépôts enregistrent une accrétion verticale des dépôts qui s'effectue essentiellement sous contrôle morphotectonique (Figure 2) et en milieu marin relativement profond.

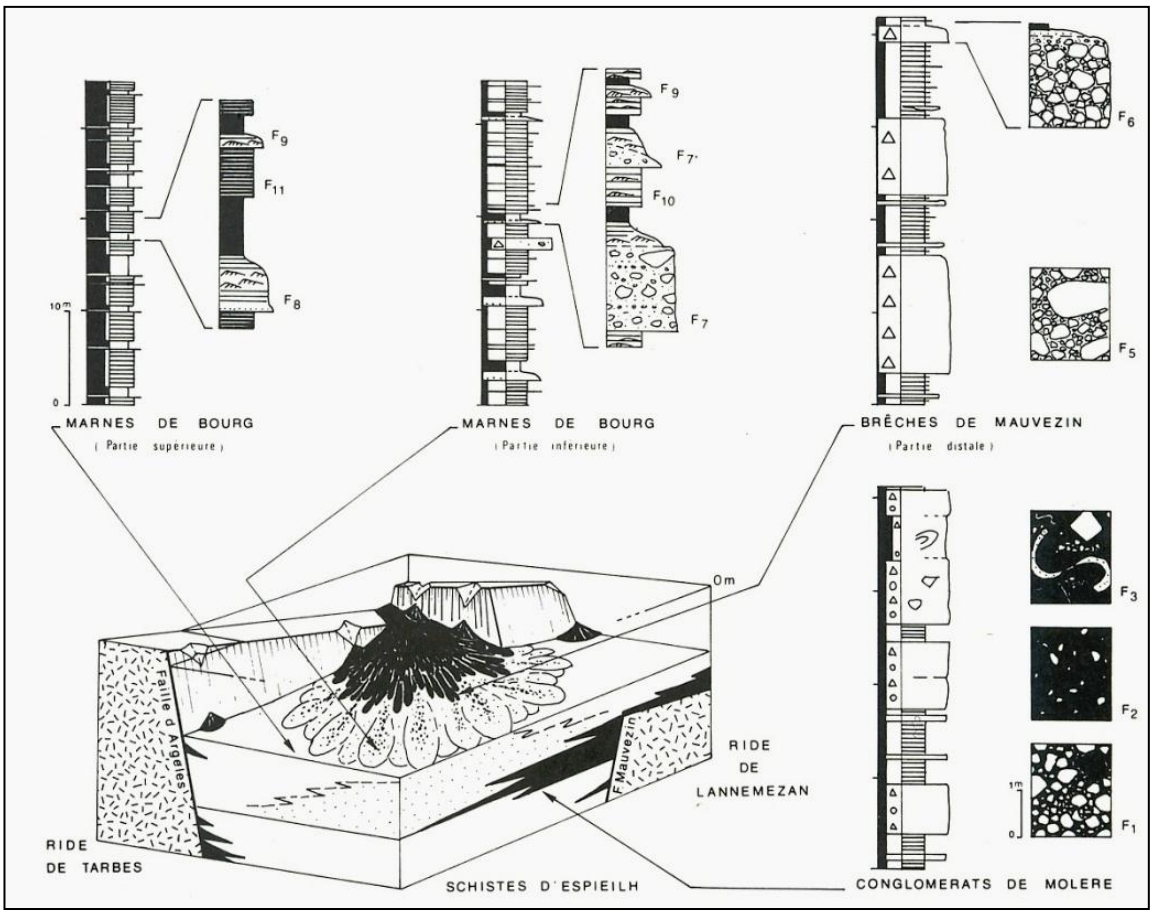


Figure 2 - Faciès et organisation des dépôts du Flysch noir dans le cône de Mauvezin (Mégaséquence III du fossé des Baronnies, feuille de Bagnères-de-Bigorre).

La lithostratigraphie du Flysch noir (Formation de Tardets) est fondée sur les relations géométriques observées entre ses brèches, ses turbidites et leur substratum :

- leur remplacement latéral et/ou leur superposition normale ou discontinue;

- leur discordance sur la série anté rift mésozoïque morcelée qui constitue leur substratum *s.s.* ;

- leur juxtaposition en “uplap” contre cette série anté rift et la croûte continentale varisque à la faveur d’anciens escarpements de failles synsédimentaires.

De nombreux membres locaux sont ainsi distingués localement dans chaque fossé où ils sont désignés selon leur lithologie prédominante et leur localité type (Figure 3). Ils s’associent dans **trois mégaséquences globalement granodécroissantes** dont la superposition, l’extension régionale et les discordances sur la série mésozoïque syn rift et la croûte continentale paléozoïque montrent une origine tectonique liée à l’ouverture triphasée du bassin. Ces mégaséquences I, II et III sont aussi caractérisées par leur épaisseur remarquable de plusieurs centaines à 2000 m et par la composition ordonnée de leurs brèches, à éléments mésozoïques pour I puis à éléments paléozoïques ou mixtes pour II et III, ainsi que de leurs pélites plus carbonatées pour la base de I et le sommet de III.

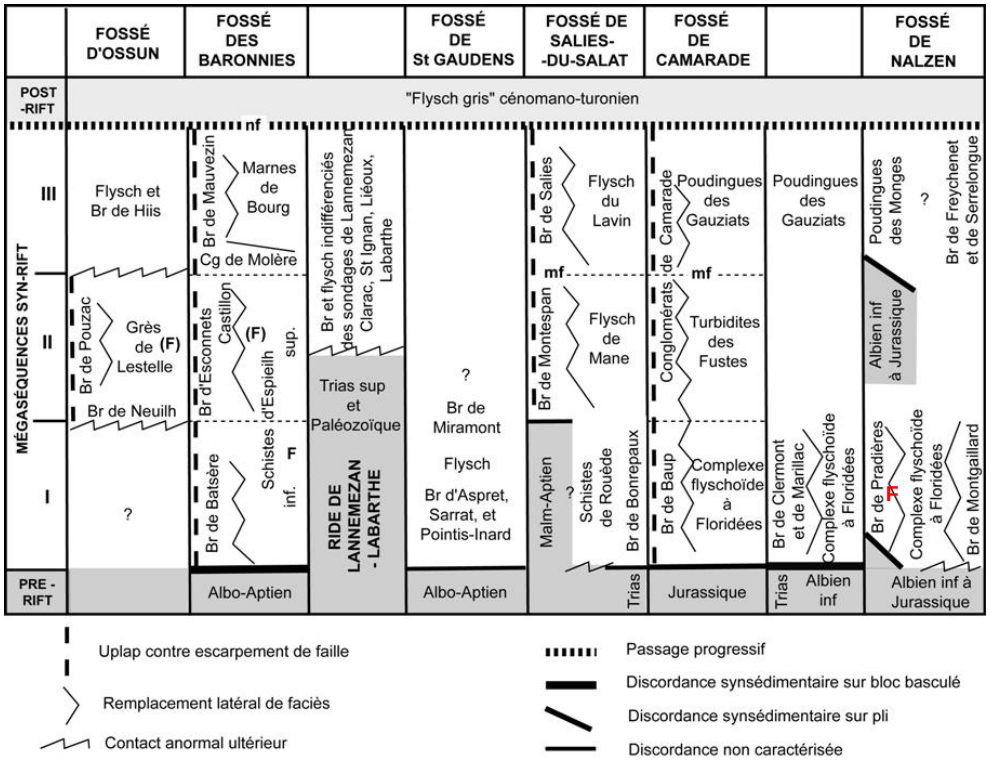


Figure 3 – Tableau lithostratigraphique synthétique des membres et mégaséquences du Flysch noir des fossés « externes » conservés le long du chevauchement frontal NP (Principaux gisements fossilifères : F, ammonites ; mf, microfaune). Le long de la faille NP, dans les fossés « internes », ses membres correspondent aux Brèches de Jarret et aux Schistes de Lourdes (I, F. d’Arrodets), aux Schistes de Cap Nesté (I, F. de la Barousse), aux Brèches de Castel-Nérou, aux Schistes de la Ballongue et aux Brèches d’Alos (I, II, III, F. de la Ballongue) et aux Schistes de Sentenac d’Oust (I, f. d’Aulus). Fixer le F sur le tableau

La datation du Flysch noir se base sur ses trop rares fossiles marins (ammonites, foraminifères et nannoplancton) livrés par quelques gisements (Figure 3). Sa base est voisine de la limite Albien inférieur – moyen son sommet est vraisemblablement proche de la limite Cénomanien inférieur/moyen. Entre les deux, il est possible d'attribuer approximativement : - la mégaséquence I à l'Albien moyen - supérieur ; - la mégaséquence II à l'Albien supérieur - Vraconnien ; - la mégaséquence III au Vraconnien - Cénomanien inférieur.

Le Flysch noir apparaît ainsi comme le témoin privilégié de l'ouverture triphasée d'un rift sous-marin composite sur l'emplacement de la future ZNP. Ce rift est accidenté de fossés (grabens) et de haut-fonds (horsts), limités et séparés de failles actives. L'intense morcellement crustal correspondant s'accompagne de la mise en place du manteau lherzolitique à la base des sédiments mésozoïques (Keuper) et de l'apparition du magmatisme alcalin albien à turonien, du métamorphisme pyrénéen albien à coniacien et des premiers plissements d'abord synsédimentaires puis synmétamorphes à synschisteux (S1 cénomanienne à coniacienne).

Les équivalents chronologiques du Flysch noir. Le Flysch noir est remplacé latéralement par des lacunes d'érosion ou de vacuité. Ces dernières affectent les continents émergés qui bordent le rift (domaine aquitain et future Haute chaîne) ou les hauts-fonds qui l'accidentent. Quelques sédiments contemporains sont toutefois conservés localement. Dans la zone nord-pyrénéenne, ils sont seulement épais de quelques mètres et affleurent ponctuellement. A l'extrémité occidentale du massif des Trois-Seigneurs, entre le granite d'Ercé et la base du flysch néocrétacé d'Oust, ce sont, d'une part, les **Calcaires de Paloubard**, arkosiques, à *Caprina choffati* et riche microfaune du Vraconnien supérieur, , et, d'autre part, les **Grès et conglomérats de Rogalle** (env. 100m) dépourvus de fossiles. Sur le bord méridional du chaînon de l'Estélas, les **Brèches et micrites de Cap de Broc**, très riches en *Mesorbitolina texana-aperta* et colomielles de l'Albien supérieur, remplissent des poches karstiques ouvertes au sommet des calcaires clansayésiens. Sur le bord méridional de la couverture du massif de Milhas, les **Brèches et marnes versicolores de la Coume-Ouarnède,** à brachiopodes (dont *Kingena lemanensis*), lamellibranches, bélemnites et à Colomielles de l'Albien supérieur, surmontent les calcaires clansayésiens. Dans les Ecailles bordières de la Haute chaîne, ce sont d'une part, au centre, les **Calcaires de Balacet** (80m), des packstones gris puis des bafflestones rosés à *Caprina choffati*, *Pseudotoucasia santanderensis,* tous riches en orbitolines de l'Albien supérieur, qui apparaissent localement sous le Flysch à fucoïdes d'Uchentein, et, d'autre part, à l'ouest, la partie inférieure grise des **Calcaires de Sarrancolin** (200m) qui montre également des *C. choffati* et des orbitolines de l'Albien supérieur au-dessous de son sommet rosé à *C. adversa* du Cénomanien moyen-supérieur. Enfin, à la base de la couverture autochtone de la Haute-Chaîne, des calcaires dolomitiques charbonneux (3m à Bielsa) puis des micropoudingues quartzeux et charbonneux (lenticulaires) à débris de lamellibranches (5 à 7m à Bielsa ; 1 m à Gavarnie) qui apparaissent irrégulièrement pourrait représenter un Albo-Cénomanien fluviatile indifférencié.

c1-5a. **Cénomanien moyen-supérieur à Santonien inférieur (95 - 85 Ma). Flyschs nord-pyrénéens et leurs équivalents chronologiques (calcaires, marnes).** Il s'agit du **Flysch gris** et du **Flysch à fucoïdes** qui affleurent dans la zone nord-pyrénéenne

et dans ses écailles bordières. Avec une épaisseur totale voisine d'un millier de mètres et une composition aussi bien carbonatée que terrigène ou mixte, ces deux flyschs constituent un ensemble nettement moins épais mais plus largement étendu, plus carbonaté et plus hétérogène que le Flysch noir albo-cénomanien. Ils sont très inégalement conservés dans une quarantaine d'affleurements aux dimensions le plus souvent restreintes. Du nord au sud et d'est en ouest, ils appartiennent : - aux écailles bordières sous-pyrénéennes qui jalonnent le chevauchement frontal NP (Raynaude, de Betchat-La Jeanne, de Franquevielle, de Villeuneuve-Lécussan, de Bégole, les terrains « autochtones » des forages de Saint-Plancard à Cieutat, de Cieutat) ; - à la zone NP externe (Celles-Montferrier, Péreille, Sézenac, Bastié, les terrains allochtones des forages de Labarthe à Lannemezan, Saint-Gaudens, Campistrou, Lagrange) ; - à la ZNP médiane (Saurat, Bois de Candail, Ercé, Oust-Massat, Arbas-Fougaron, Coume-Ouarnède, Bois de Laubagué, Bois de Subercarrère) ; - aux écailles bordières de la Haute chaîne qui jalonnent la faille NP (Montaillou-Lordat, Vicdessos, Aulus, Sérac d'Ustou, Esbints, Uchentein, Cierp, Couret-Sarté, Col de l'Aouet, Beyrède, Sainte-Marie-de-Campan, Plaine d'Esquiou-Soulagnets-Salles, Pic de Bazès-Soum de Pène, Arbéost). Dans ces dernières écailles, les flyschs sont affectés par le métamorphisme synschisteux (S2) anchi à épizonal d'âge fini-crétacé (Sénonien supérieur). Aucun témoin de ces flyschs n'est conservé dans la ZNP interne. La discordance post-rift sépare leur base d'un substratum varié constitué par le Flysch noir (Cieutat, Lannemezan) des calcaires du Cénomanien supérieur (Saurat, Beyrède, Ste Marie de Campan, Plaine d'Esquiou), les dépôts mésozoïques pré-rift (Arbas, Coume Ouarnède, Bois de Laubagué, Vicdessos) et la croûte paléozoïque (Oust-Massat) alors que leur sommet est surmonté par le flysch terrigène du Santonien moyen-supérieur (Grès de Celles ; Celles, La Jeanne, Arbas). Ces deux flyschs sont contemporains des dépôts peu profonds des plates-formes adjacentes carbonatées et souvent récifales d'Aquitaine occidentale et sud-pyrénéenne (sur la HCP) ou de celles plus locales et éphémères témoins de l'ennoiement des anciens haut-fonds du rift ou de ses bordures au cours du Cénomanien.

Leurs <u>sédiments</u> proviennent très largement des plate-formes carbonatées bordières ou internes (bioclastes et lithoclastes calcaires des calcarénites) et des talus qui les en séparent (olistolites et brèches à éléments calcaires issus de ces plate-formes, ou de calcaires, dolomies et marnes des formations anté-rift, ou de calcaires, dolomies, schistes, quartzites, micaschistes, granite, gneiss issus de la croûte varisque), des terres émergées plus éloignées (quartzarénites parfois lithiques et/ou feldspathiques, argiles) ou d'une sédimentation hémipélagique locale (biomicrites argileuses). Leurs <u>faciès sédimentologiques</u> indiquent une sédimentation marine profonde par des courants de turbidité concentrés à dilués (turbidites et calciturbidites conglomératiques, gréso-pélitiques et pélito-gréseuses d'épaisseur centimétrique à métrique), par la décantation de minces lits de boues carbonatés (hémipélagites biomicritiques à pithonelles) et souvent bioturbées (le plus souvent par des *chondrites* traditionnellement qualifiés de « fucoïdes »), par des glissements (slumps), des coulées boueuses de débris (débrites) et des écroulements (Brèches chaotiques grossières et olistolites. Les diverses <u>associations de ces faciès</u> indiquent des milieux de plaine sous-alimentée (Flysch gris marneux ou marno-gréseux) ou turbiditique (Flysch à fucoïdes marno-gréseux), de cône (lobes de dépôts du Flysch à fucoïdes gréso-marneux ou gréseux), de pente sur les flancs de diapirs (slumps et débrites à

Arbas ; olistostrome de Trias salifère à Betchat) et de pied d'escarpements de failles actives (prismes de brèches grossières associés à chaque flysch).

La datation des deux flyschs est fondée sur leurs foraminifères planctoniques (Globotruncanidés) ou plus localement sur les coccolithes et en leur absence, plus indirectement sur des corrélations faciologiques. Elle indique que leur limite inférieure est très diachrone (95 à 89 Ma) alors que leur limite supérieure est à peu près synchrone et voisine de 85 Ma. Le Flysch gris cénomanien à santonien *p.p.* apparaît au début du Cénomanien (Oust), du Cénomanien moyen (Cieutat) ou moyen-supérieur (Arbas) ou du Coniacien (Saurat) et il est remplacé par le Flysch à fucoïdes (turono-sénonien inférieur) dès le Turonien supérieur à Arbas) ou à partir du Coniacien à Saurat ; ce dernier est remplacé par les Grès de Celles ou ses équivalents occidentaux (Arbas, Cieutat, Plaine d'Esquiou) dès le début du Santonien moyen-supérieur.

Leur lithostratigraphie est délicate à établir dans le détail compte tenu d'une part de la taille le plus souvent réduite de leurs affleurements dont le sommet, le plus souvent érodé, n'est donc que très rarement surmonté de sa couverture et d'autre part du passage graduel entre les deux flyschs. Néanmoins, les plus grands d'entre eux ont d'abord montré que le Flysch gris cénomano-turonien (*1500m, pélito-gréseux et microconglomératique à Cieutat ; 400m, Brèches de Cap de Milot, Grès de La Cape et Marnes de La Pinte d'Arbas ; 100m, marnes et micrites à Pithonelles d'Oust ; 30m, Marnes de Saurat*) est progressivement surmonté par un Flysch à fucoïdes coniacien (*120m, marno-gréseux puis gréseux à Saurat ; 500m, marno-gréseux à Oust*) ou turono-coniacien (*400m, Calcarénites de Montagnat à Arbas*) et ensuite qu'ils doivent aussi se remplacer latéralement puisque la base des Grès de Celles d'âge Santonien moyen-supérieur succède régulièrement au Flysch gris turonien-santonien inférieur (*300m, Marnes de Péchiquelle ou Marnes des Icards de Celles-Montferrier, 300m, alternances biomicrites-marnes, marnes à petits olistolites de calcaires cénomaniens à caprines et turoniens à hippuritidés de La Jeanne*). Le Flysch à fucoïdes des écailles bordières de la Haute chaîne à dominante calcaire se distingue par la fréquence de ses turbidites conglomératiques et de ses débrites (Vicdessos, Esbints) ainsi que par ses olistolites et ses brèches grossières (1000m à Uchentein ; Sérac d'Ustou, Lordat).

- **Les équivalents chronologiques des flyschs néocrétacés.**

Dans la zone nord-pyrénéenne et ses écailles bordières des sédiments carbonatés, de la plate-forme du Cénomanien moyen-supérieur sont conservés sous les flyschs ultérieurs ou bien remaniés dans les flyschs pénécontemporains ou plus récents. Dans la ZNP, ce sont des **marnes à ammonites** (Sézenac, Péreille) et des calcaires à caprinidés et microfaune benthique ou planctonique (Orbitolinidés, Préalvéolinidés, Rotalipores) tels ceux **de la barre des Irretches** (30m, Saurat) ou ceux **de Sezenac** (15m). Dans les écailles bordières de la Haute chaîne ce sont le sommet des **calcaires de Sarrancolin** (100m, Beyrède) et les **calcaires des échelles de Pilate** (70 à 30 m, Ste Marie-de-Campan, Plaine d'Esquiou). Dans les écailles bordières sous-pyrénéennes ce sont des olistolites et des blocs des mêmes calcaires à caprines et préalvéolines du Cénomanien supérieur qui sont parfois remaniés dans les flyschs (F. gris de La Jeanne ; F à fucoïdes d'Uchentein) ; des calcaires à hippurites du Turonien sont également resédimentés (F. gris de la Jeanne).

***Dans la zone sous-pyrénéenne*,** les forages des Petites-Pyrénées et des Dômes annexes ont révélé des équivalents calcaréo-gréseux et conglomératiques des flyschs NP du Cénomano-Turonien dans la **Formation de Recurt** qui peut renfermer jusqu'à 1000m de roches volcaniques effusives (coulées, tufs, pyroclastites) et intrusives (sills, dykes) et du Sénonien inférieur dans la **Formation de Gensac** (200 à 1000m).

***Sur la Haute chaîne primaire*,** sont conservés localement quelques témoins de la couverture sédimentaire des **« Calcaires des Canyons** » qui reposent directement sur le Primaire (cf. c1-6).

Du Cénomanien moyen-supérieur au Santonien inférieur, le domaine pyrénéen est donc encore accidenté par le rift ouvert pendant l'Albo-Cénomanien et dans lequel s'accumulent les flyschs néocrétacés post-rift. Ils enregistrent également l'uniformisation relative du rift par l'enfouissement des horsts albo-cénomaniens et son élargissement au détriment de ses plates-formes bordières à sédimentation carbonatée synchrone de celle des flyschs. Dans le tréfonds du rift, le Flysch noir albo-cénomanien et son substratum sont alors affectés par les dernières manifestations du magmatisme alcalin et du métamorphisme thermique pyrénéen et par les premiers plissements synmétamorphes et synschisteux (S1 cénomanienne à coniacienne).

c5b-7. **Santonien supérieur à Maastrichtien (85 - 65 Ma). Flyschs nord-pyrénéens et marnes, grès ou calcaires sous-pyrénéens.** Ils correspondent à la formation des **Grès de Celles *s.l.*** et à ses équivalents occidentaux marneux et bréchiques (Marnes de Fougaron et Brèches de Soulagnets) qui affleurent dans la zone nord-pyrénéenne et dans ses écailles bordières. Ils ne sont plus conservés que dans huit affleurements qui hors de leur localité-type sont de dimensions restreintes. Du nord au sud et d'est en ouest, ils sont localisés : - au nord du chevauchement frontal NP (*écailles bordières sous-pyrénéennes de La Jeanne et de Cieutat*) ; - dans la zone NP externe (*Celles-Montferrier, Bastié*) - dans la ZNP médiane (*Arbas-Fougaron*); - au sud de la faille NP (*écailles bordières de la Haute chaîne de Beyrède, de Sainte-Marie-de-Campan et de Plaine d'Esquiou-Soulagnets*). Dans ces dernières écailles, ils sont affectés par le métamorphisme synschisteux (S2) anchi à épizonal d'âge fini-crétacé (campano-maastrichtien) alors qu'à Arbas ils sont seulement schistosés, et qu'ailleurs ils ne sont ni métamorphiques, ni schistosés. Avec une épaisseur maximale conservée de l'ordre de 600 à 800m (à Celles) et une composition essentiellement terrigène, ces flyschs constituent un nouvel ensemble qui est relativement homogène. Ils surmontent normalement le Flysch à fucoïdes et sont dépourvus de couverture sauf dans l'écaille sous-pyrénéenne de Cieutat ou cette couverture correspond aux marnes campaniennes. Ces derniers dépôts post-rift du sillon nord-pyrénéen sont contemporains des dépôts peu profonds des plates-formes carbonatées sud-pyrénéenne (couverture de la HCP) et Aquitaine ainsi que des premiers dépôts des nouveaux sillons sud et sous-pyrénéen du Campano-Maastrichtien.

Leurs <u>sédiments</u> sont essentiellement terrigènes. Les grès (quartzarénites micacées parfois lithiques et/ou feldspathiques et souvent riches en débris végétaux) et les argiles proviennent de terres émergées relativement éloignées. Les éléments des brèches sont des granites et des micaschistes paléozoïques, des calcaires et des dolomies mésozoïques anté-rift et des calcaires et des marnes du crétacé supérieur

qui sont parfois de grandes dimensions (olistolites), ils proviennent des talus bordiers plus ou moins escarpés. Des biomicrites argileuses, fréquentes mais peu développées, résultent de la sédimentation hémipélagique locale.

Leurs faciès sédimentologiques indiquent encore une sédimentation marine profonde par des courants de turbidité concentrés à dilués (turbidites conglomératiques, gréso-pélitiques et pélito-gréseuses d'épaisseur centimétrique à métrique), par la décantation de minces lits d'hémipélagites souvent bioturbées (*Chondrites,* traditionnellement qualifiés de « fucoïdes », *Scolicia*, *Taphrhelminthopsis*, *Spirophycus*, *Megagrapton*, *Zoophycos*), par des glissements (slumps, olistolites), par des coulées boueuses de débris (débrites) et par des écroulements (Brèches grossières et olistolites). A la base des turbidites, des moulages assez fréquents de traces d'affouillement, d'impact ou de trainage rendent compte des paléocourants. Les diverses associations de ces faciès indiquent des milieux de plaine ou de talus sous-alimentés (Flysch marneux ou marno-gréseux) de cône (lobes de dépôt des flyschs gréso-marneux ou gréseux) et de pied de pentes (brèches grossières, slumps, débrites, olistolites).

La datation de ces flyschs est essentiellement fondée sur leurs foraminifères planctoniques (Globotruncanidés) et leurs coccolithes, ou bien, lorsqu'ils sont rares voire même absents (flyschs métamorphiques et/ou schistosés), sur des corrélations lithologiques et lithostratigraphiques. La base des Grès de Celles longtemps située dans le Coniacien-Santonien inférieur (et à l'origine de l'assimilation temporaire de cette formation au Flysch à fucoïdes, aujourd'hui abandonnée) a été rajeunie au Santonien supérieur à la suite de la révision de l'extension stratigraphique de *Sigalia deflaensis* qui apparaît dès leur base. Elle montre que leur apparition est relativement synchrone (milieu du Santonien) et voisine de 85 Ma.

Leur lithostratigraphie est assez délicate à établir dans le détail compte tenu de la taille le plus souvent réduite de leurs affleurements dont le sommet, le plus souvent érodé, est donc privé de couverture.

En Ariège, dans leur localité-type, les **Grès de Celles** proprement dits constituent un ensemble épais d'environ 600 à 800m où se succèdent de bas en haut :

- les **Grès de Celles inférieurs** (300 à 400m, Santonien supérieur) qui succèdent aux Flysch gris par une transition rapide sont des turbidites gréso-pélitiques de plus en plus gréseuses et aux paléocourants allant du S vers le N et du SE vers le NW ;

- les **Calcaires de Morenci** bioclastiques à débris de rudistes (20 à 30m, Santonien inférieur) et les **Marnes à *Micraster*** (0 à 15 m du Santonien inférieur) qui les surmontent ou les remplacent latéralement, correspondent en fait à un ensemble de radeaux et d'olistolites ayant glissé depuis le rebord d'une plate-forme antérieure (qui reste à localiser) et dont la dissociation s'accroît d'E en O jusqu'à Celles où ils sont remplacés par un niveau de turbidites slumpées (25m) que surmontent une débrite à fragments de Calcaires de Morenci puis des marnes vraisemblablement à *Micraster* (5m) ;

- les **Grès de Celles supérieurs** ou **Grès de la Jourdane** (300 à 400m, Santonien supérieur-Campanien p.p. ?) sont comparables aux précédents quoiqu'ils soient plus gréseux et qu'ils deviennent plus grossiers dans la partie orientale de l'affleurement riche en graviers et petits galets de quartz et qu'ils montrent des paléocourants du SE vers le NW.

Les Grès de Celles des affleurements ariégeois voisins présentent des caractères similaires cependant l'ensemble médian resédimenté y correspond soit à des calcarénites bioclastiques localement conglomérées et à des Marnes à *Micraster* (30m, Bastié), soit à un calcaire conglomeré à blocs de calcaire à *Hippurites* qui est associé à des calcarénites à Vidalines stratifiées (4 à 5m, La Jeanne). Le sommet des grès inférieurs du Bastié est plus grossier et parfois même conglomératique ; les grès de la Jeanne montrent des paléocourants globalement dirigés de l'E vers l'O.

Les équivalents occidentaux des Grès de Celles (Hte-Garonne, Htes Pyrénées). Dans la ZNP, au cœur du synclinal d'Arbas-Fougaron, les **Marnes de Fougaron** (env. 150 m) correspondent à un flysch marno-gréseux et microbréchique qui renferme près de sa base une lentille de brèche à blocs de granite d'épaisseur décamétrique. Son attribution au Santonien supérieur-Campanien p.p. se fonde sur les similitudes de sa lithologie (quartzarénites) et de sa position stratigraphique (au-dessus des calciturbidites du Flysch à fucoïdes) avec celles des Grès de Celles et de ses autres équivalents. Bien qu'affecté par la seconde schistosité alpine S2 ce flysch n'est pas métamorphique.

Au sud de la FNP, dans l'écaille bordière de la Plaine d'Esquiou, l'importante discontinuité (réactivée par la tectonique) qui tronque le sommet du Flysch à fucoïdes, est surmontée par plusieurs centaines de mètres d'un flysch schisteux à rares bancs de calcaires gréseux et de microbrèches dans lequel s'intercalent plusieurs niveaux d'épaisseur déca à pluridécamétrique de **Brèches de Soulagnets**. Ces brèches sont polygéniques et leur matrice pélitique sombre emballe des blocs de granite et de micaschiste et plus à l'ouest des dolomies noires et des calcaires beiges mésozoïques. Elles ont livré des *Orbitoides tissoti* qui ont permis de les attribuer au Santonien supérieur - Campanien. Dans les écailles bordières de la Haute chaîne de Sainte-Marie-de-Campan et de Beyrède, ce sont des lentilles de brèches polygéniques grossières à éléments de granite porphyroïde, de chloritoschistes, de calcaires jurassiques emballés dans une matrice arkosique carbonatée qui couronnent le Flysch à fucoïdes schisto-gréseux. Faute de microfaune, elles sont attribuées au Santonien supérieur - Campanien à cause de leur faciès et de leur position stratigraphique qui sont identiques à celles des Brèches de Soulagnets.

Dans l'écaille sous-pyrénéenne de Cieutat, une centaine de mètres d'un flysch marno-gréseux riche en globotruncanidés et en coccolithes d'abord du Santonien puis du Santonien supérieur-Campanien basal sépare les calciturbidites du Flysch à fucoïdes des marnes du Campanien inférieur. Il n'est ni schistosé, ni métamorphique.

Dans la zone sous-pyrénéenne, enfin, le sommet d'un flysch marno-gréseux ou argilo-silteux apparait très localement de part et d'autre de l'Ariège (Restouil, Clarac) entre le

chevauchement frontal et la base des Marnes de Plagne qui lui succèdent graduellement.

Les sédiments sous-pyrénéens du Campanien et du Maastrichtien (+/-80 -65 Ma). Les dépôts de cette longue période de près de 15 Ma affleurent essentiellement dans les plis de la zone sous-pyrénéenne (Dreuilhe, Plantaurel, Petites-Pyrénées et leurs Dômes annexes occidentaux) mais aussi plus localement dans l'écaille sous-pyrénéenne de Cieutat et très ponctuellement en quelques points de la zone nord-pyrénéenne d'Ariège et de Haute-Garonne.

Il s'agit de dépôts essentiellement terrigènes (marnes, grès), parfois très fossilifères qui se superposent et se remplacent latéralement en assurant le comblement et l'émersion diachrone du sillon sous-pyrénéen (Figure 4). Ce comblement s'effectue sous la forme d'un large système de dépôt deltaïque marin (prodelta) à continental (plaine fluviatile) qui prograde d'est en ouest, tout en migrant vers le nord sous l'action du chevauchement frontal nord-pyrénéen et en interférant à l'ouest avec les carbonates de la plate-forme aquitaine ou en étant remplacé par les derniers flyschs crétacés dans la partie orientale profonde d'un bassin nord- et sous-pyrénéen (bassin aturien des auteurs). Il en résulte des sédiments essentiellement deltaïques, marins puis continentaux, et fluviatiles à l'est, alors qu'à l'ouest, ils restent essentiellement marins.

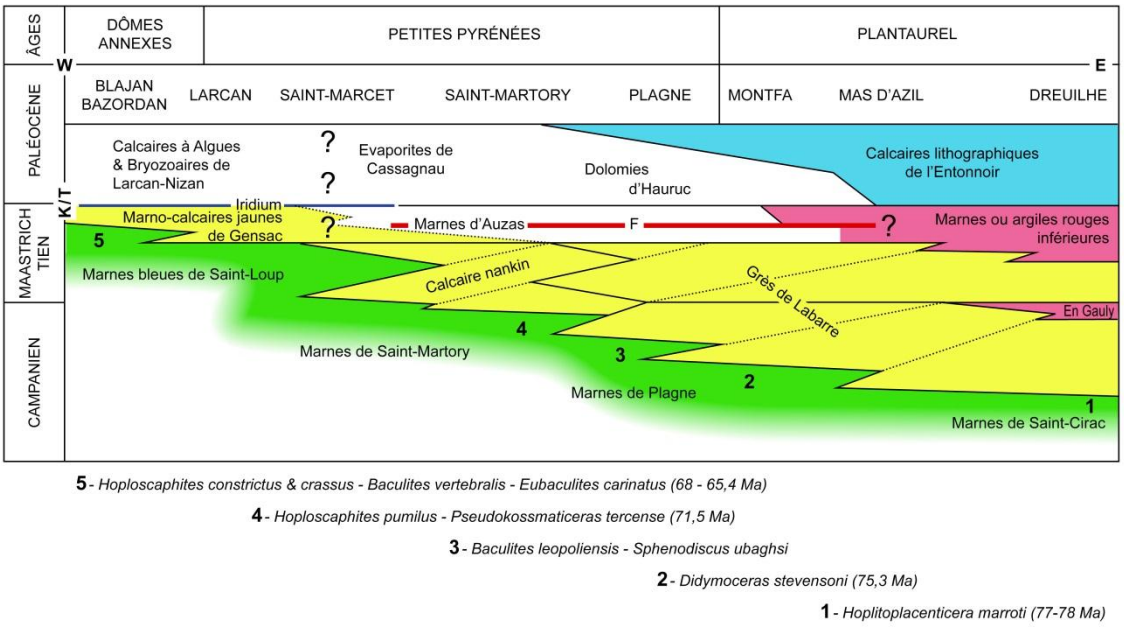


Figure 4 – Lithostratigraphie et âge des sédiments campano-maastrichtien du sillon sous-pyrénéen

- **Dans la zone sous-pyrénéenne**

A l'est, dans l'anticlinal de Dreuilhe et le Plantaurel, ce sont de bas en haut :

- Le sommet des **Marnes de Saint-Cirac** (jusqu'à 2300m, dans le sondage de Dreuilhe 4), bleutées à intercalations gréseuses qui ont la particularité d'admettre (Benaix, Villeneuve d'Olmes) des constructions carbonatées riches en rudistes (Hippuritidés, Radiolitidés) et madréporaires ; ces organismes se retrouvent localement en amas resédimentés dans la série marneuse, associés à des faunes autochtones (ammonites et foraminifères planctoniques). Près du Ressec, dans l'anticlinal de Dreuilhe, le sommet des Marnes de Saint-Cirac affleure dans une petite boutonnière sous les Grès de Labarre. Pour l'essentiel les Marnes de Saint-Cirac sont datées du Campanien, mais on ne saurait exclure qu'elles débutent dans le Santonien supérieur.

- Les **Grès de Labarre inférieurs** (250 m) **et supérieurs** (30m) **séparés par les Marnes d'En Gauly (10 à 15 m)** (280 m) témoignent d'environnements variés allant du deltaïque au fluviatile. Le matériel qui constitue ces formations est essentiellement gréseux et les traces organiques (des restes végétaux, jais, palynoflore) rares n'ont pas permis de datation précise dans l'intervalle Campanien supérieur –Maastrichtien inférieur. Les Marnes d'En Gauly ont livré des restes de dinosauriens.

- Les **Argiles rouges inférieures** (50 à 100m) correspondent à des limons rouges de plaine alluviale entaillés de chenaux fluviatiles remplis de grès et de poudingues. ; la découverte de rares microflores significatives (Charophytes) les situerait dans le Maastrichtien supérieur (?).

Au centre, dans les plis des Petites Pyrénées, ce sont encore de bas en haut :

- les **Marnes de Plagne**, à l'est de la Garonne, les **Marnes de Saint-Martory** à l'ouest enregistrent un diachronisme (Figure 4) de leur transition au Grès de Labarre (Campanien supérieur) ou au Calcaire nankin (limite Campanien – Maastrichtien). Traversées en sondages sur plus de 3000m, mais sans doute moins épaisses compte-tenu des redoublements tectoniques vraisemblables, elles sont datées à leur sommet du Maastrichtien inférieur ; alors que les Marnes de Plagne sont globalement terrigènes, les Marnes de Saint-Martory sont exclusivement carbonatées ; elles ont livré des faunes caractéristiques (foraminifères planctoniques, ammonites, oursins) et aux environs de Paillon une riche faune de spongiaires siliceux.

- le **Calcaire nankin** (120 à 150m), est emblématique de la région car il donne aux constructions et monuments qui l'ont utilisé une teinte ocre jaune à rouge caractéristique. Là encore, le caractère terrigène de cette formation est plus marqué à l'est. alors qu'il est essentiellement carbonaté et bioclastique à l'ouest. Son contenu micropaléontologique, de grands foraminifères benthiques (Orbitoïdidés – Sidérolitidés), le situe dans le Maastrichtien.

- Les **Marnes d'Auzas** (250m), une formation déposée à la transition entre un domaine continental et un domaine marin. De ce fait, elle est parcourue par des systèmes de chenaux fluviatiles, au nord et à l'est, et de chenaux de marée, à l'ouest. Aux abords d'Auzas, ces derniers ont permis le développement d'une faune marine de milieu confiné composée de rudistes, bivalves et gastéropodes ; les flores de charophytes y sont aussi abondantes, ainsi que les restes de reptiles tels les dinosaures, les crocodiles et les tortues. Cette association d'organismes a permis une attribution au Maastrichtien supérieur.

A l'ouest, dans les Dômes annexes des Petites Pyrénées, s'observent enfin les derniers affleurements de Crétacé supérieur. Deux formations s'y succèdent, datées du seul Maastrichtien :

- les **Marnes de Saint-Loup** (40m en surface, jusqu'à 1500m en sondage), grises ou bleuâtres, très fossilifères (Orbitoïdes, brachiopodes, oursins, lamellibranches, ammonites, nautiles) ;

- les **Marno-calcaires de Gensac** (40m), jaunâtres à *Simplorbites gensacicus* et riche faune d'oursins, brachiopodes, lamellibranches, gastéropodes et ammonites ; des calcaires crayeux blanchâtres et moins épais (10m) les remplacent latéralement.

Cette superposition, confirme l'évolution générale du Crétacé supérieur dans le sillon sous-pyrénéen, à savoir la tendance à l'émersion qui ici ne sera pas atteinte, mais se traduit par le passage d'un milieu marin profond à un domaine de plate-forme externe. La fin du Crétacé est matérialisée par la présence d'une faible concentration en Iridium dont on trouve déjà la trace à Larcan.

Au sud-ouest, enfin, au sommet de l'écaille sous-pyrénéenne de Cieutat, les faciès marins peu profond sont remplacés par un **Flysch marneux** campano-maastrichtien de seulement 200 à 300 m d'épaisseur, et dont le toit est tronqué par une discontinuité tecto-sédimentaire (sans doute liée aux jeux combinés du chevauchement frontal et du chevauchement du flanc inverse du synclinal sous-pyrénéen de Cieutat) qui le sépare de la base du Tertiaire. Ses traces de paléocourants indiquent des écoulements d'est en ouest. Ses riches microfaunes et microflores permettent d'y distinguer le Campanien inférieur à moyen, le Campanien moyen à supérieur, le Campanien terminal, le Maastrichtien basal (probable) et le Maastrichtien moyen. Localement il correspond à une série rythmique de calcarénites jaunes à galets mous, de calcaires crayeux et de marnes. Les calcarénites remanient les constituants du calcaire nankin dont une assez riche faune d'orbitoïdes, sidérolites, bryozoaires et globotruncanidés.

- **Dans la zone nord-pyrénéenne externe**

En Haute-Garonne, le sondage pétrolier Liéoux 1 a révélé que 1000 à 1500m de marnes campaniennes surmontent les flyschs cénomano-turonien et albo-cénomanien, indifférenciés, qui sont conglomératiques, peu épais et reposent sur les schistes paléozoïques de la ride nord-pyrénéenne allochtone de Labarthe. Ces marnes marines se prolongent vers le nord par celles des plis de la zone sous-pyrénéenne (Marnes de

Plagne et de Saint-Martory ; synclinal de Latoue et anticlinal de Saint-Marcet) et paraissent ainsi encapuchonner un chevauchement frontal nord-pyrénéen aveugle et qui fonctionnait donc déjà dès le Campanien.

Enfin, à proximité du chevauchement frontal nord-pyrénéen d'Ariège, les **Argiles rouges inférieures** du Maastrichtien supérieur, des limons fluviatiles de plaine d'inondation, reposent en discordance sur : - les marnes bleues marines du Campanien de Bénaix ; - les mêmes marnes campaniennes, le Flysch gris turono-coniacien et les conglomérats du Flysch noir albo-cénomanien de Péreille-Coumescure ; - le Flysch noir et les formations carbonatées anté-rift du flanc sud vertical du synclinal de Pradières (Baulou). Ces diverses discordances attestent également d'un fonctionnement synsédimentaire du chevauchement frontal sur le bord méridional du sillon sous-pyrénéen.

- **Dans la zone nord-pyrénéenne interne**

Le long de la faille nord-pyrénéenne ariégeoise**,** aux environs de l'étang de Lers, les marbres jurassiques plissés du fossé d'Aulus qui sont également bréchifiés au contact des massifs de lherzolite, sont entaillés par au moins une douzaine de petites poches karstiques que remplissent sur quelques mètres ou dizaines de mètres d'épaisseur les **Brèches des Coumettes** un ensemble de conglomérats polygéniques à débris de marbre et de lherzolite, de litharénites calcaro-lherzolitiques et de limons rougeâtres. Faute de fossiles, ces dépôts continentaux discordant sur les marbres mésozoïques du fossé d'Aulus sont indirectement attribués au Maastrichtien supérieur-Paléocène car ils sont subhorizontaux et qu'ils ne sont ni métamorphiques, ni schistosés (bien que légèrement fracturés) et qu'en outre, immédiatement à l'est de Midi-Pyrénées, des marbres, incontestablement exhumés et érodés dès la fin du Crétacé, alimentent en galets le **Poudingue de Brenac** qui est interstratifié dans les argiles rouges supérieures vitrolliennes de Brenac (Aude). Ces dépôts attestent de l'individualisation fini-crétacée de la zone nord-pyrénéenne sous l'effet d'une inversion structurale avancée de l'ancien rift albo-cénomanien.

- **Sur le bord-méridional du bassin d'Aquitaine**

Les dépôts marins peu profonds du campano-maastrichtien recouvrent progressivement l'ancien haut-fond occitan avec des épaisseurs qui atteignent de 800m au sud de Pamiers, 200m au sud de Saverdun avant de disparaître dès le nord de l'Ariège. Cette migration rapide des dépôts de la bordure nord du sillon sous-pyrénéen enregistre une flexion de la croûte continentale manifestement contemporaine de l'inversion structurale de la zone nord-pyrénéenne.

c1-7. **Cénomanien à Maastrichtien (95 - 65 Ma). Calcaires du Bassin d'Aquitaine et de la Haute Chaîne primaire des Pyrénées**

En Aquitaine

Sur la bordure nord-aquitaine, les terrains du Crétacé supérieur s'intercalent entre les séries jurassiques, sur lesquelles elles sont discordantes, et les formations molassiques du Tertiaire. Les érosions anté-Oligocène ont fait disparaitre une grande partie de ces dépôts dont les rares affleurements se situent au sud de la vallée du Lot et dont on trouve des témoins dans les remplissages karstiques des Causses du Quercy.

Le Cénomanien supérieur est représenté par la **Formation de Pescadoires**, carbonatée, de faible puissance (1,60m) discordante sur le Jurassique. Elle renferme des rudistes, des bivalves et une microfaune benthique caractéristique (*Praealveolina simplex*).

Le Turonien est identifié dans la **Formation de Domme** (25 à 80m), d'abord composée de calcaires crayeux ayant livré des ammonites, puis progressivement bioclastiques et admettant des horizons bioconstruits à rudistes hippuritidés. La **Formation de Sauveterre** (10 à 15m) qui la surmonte se caractérise par son caractère plus détritique, d'abord gréseuse puis progressivement marneuse. Elle représente vraisemblablement le Turonien supérieur.

Le Coniacien-Santonien *pro parte* **?** correspond successivement aux quatre unités suivantes : - la **Formation de Payrignac** (7 à 20m), marneuse, fossilifère et glauconieuse ; - la **Formation de Montcabrier** (130m) qui débute par des calcaires microcristallins parfois glauconieux, riches en quartz, puis prend un caractère bioclastique et présente des stratifications obliques ; - la **Formation de Mespoulié** (10m) crayeuse ; et - des **Calcaires silicifiés** dont l'épaisseur (20m) est considérée comme résiduelle.

Après l'émersion de la fin du Jurassique, le Crétacé supérieur marque le retour d'une sédimentation marine peu profonde enregistrée par deux cycles successifs séparés par une discontinuité régionale majeure; le premier cycle couvre le Cénomano-Turonien ; le second s'étend du Coniacien au Santonien *pro parte,* dernier témoin de Crétacé supérieur conservé sur la bordure quercynoise.

Dans le Gers, le cœur du Dôme de Cézan-Lavardens, expose localement des calcaires et des dolomies à Orbitoïdes, *Laffitéina mengaudi*, Radiolitidés du Maastrichtien qui apparaissent sur quelques mètres d'épaisseur (10-15m) sous les sables du Sidérolitique à la faveur d'une boutonnière perçant les molasses miocènes.

Dans les Pyrénées

Sur la Haute chaîne primaire**,** sont conservés localement quelques témoins de la couverture sédimentaire correspondant aux **« Calcaires des Canyons »** des Pyrénées Basco-Béarnaises**.** Ceux du Cénomanien au Santonien p.p. reposent sur le Paléozoïque de la nappe de Gavarnie ou sur son autochtone alors que leur sommet

est tronqué soit par le chevauchement de la nappe de Gavarnie, soit par le décollement de la nappe du Mont Perdu. Ceux du Santonien supérieur-Maastrichtien appartiennent à la nappe du Mont Perdu.

Le Cénomanien supérieur est représenté par des **calcaires à Préalvéolines** très discontinus (0 à 10m).

Le Turonien correspond aux **calcaires à Pithonelles** également discontinus (0 à 30 m).

Le Coniacien - Santonien p.p. montre la succession des **calcaires pseudo-oolithiques,** des **dolomies jaunes et vacuolaires** et des **calcaires à Rudistes, Huitres et Lacazines** (jusqu'à env. 100 m).

Le Santonien supérieur correspond à des **calcaires massifs à rudistes** (Radiolites, Hippurites) **et huitres** puis au-dessus de grès limoniteux à des **calcaires gréseux** à foraminifères benthiques (Sidérolites, Orbitoides, Nummofallotia).

Le Campanien et le Maastrichtien sont représentés par les **Grès du Marboré**, une formation calcaréo-détritique jaunâtre ou rousse, très épaisse (400 à 700 m) et riche en grands foraminifères benthiques du Campanien (*Siderolites vidali, Orbitoïdes tissoti*) puis du Maastrichtien *Lepidorbitoides socialis, Clypeorbis mamillata*) et débris de lamellibranches (exogyres, pycnodontes, alectryonies) dans lesquels s'intercalent localement les passées grises, verdâtres ou jaunâtres des **Calcschistes à Navarelles** (*N. joachini*).

2.1.4. Formations sédimentaires cénozoïques

e1. **Danien (65 - 62 Ma). Dolomies, calcaires lithographiques, marnes rouges.** Les terrains paléocènes affleurent au nord du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen, dans les plis anticlinaux et synclinaux de la Zone Sous-Pyrénéenne (Petites Pyrénées et des Monts du Plantaurel), sur le pourtour de la terminaison ouest de la Montagne Noire à l'est de la région Midi-Pyrénées dans le département de l'Aude. Ces séries sont connues en forage dans le Détroit de Carcassonne à l'est (entre les Monts du Plantaurel au sud et la Montagne Noire au nord) et dans le Bassin d'Aquitaine vers l'Ouest.

L'épaisseur de la série est d'une cinquantaine de mètres. La biostratigraphie montre que ces dépôts n'enregistrent que la partie supérieure du Danien (Tambareau et al., 1995). Le Danien varie d'Est en Ouest. Dans le Plantaurel, la base de la série est constituée de calcaires micritiques à patine blanche déposés en milieu lacustre. Dans les Petites Pyrénées, ces calcaires micritiques sont remplacés par des alternances calcaires/dolomies, déposés dans des milieux de plateforme protégée et lagunaires. Au-dessus on trouve, de manière homogène dans le Plantaurel et les Petite Pyrénées, des marnes rouges correspondant à un milieu de plaine alluviale contenant des grès et conglomérats sous forme de lentilles d'extension métrique et d'épaisseur décimétrique

correspondant à des chenaux fluviatiles. Ces grès et conglomérats sont composés d'éléments siliceux dont la provenance est difficile à caractériser (Montagne Noire? Zone axiale des Pyrénées ?).

e3-4. **Thanétien à Yprésien (59 - 49 Ma). Calcaires, marnes et grès à *Micraster tercensis* ; Calcaires à *Alveolina primaeva* (faciès marins).** Le Paléocène et l'Eocène inférieur affleure dans la Zone Sous-Pyrénéenne, dans les Monts du Plantaurel et les Petites Pyrénées et dans le bassin de castres. On peut distinguer deux ensembles :

- **Thanétien**

La puissance de la série thanétienne varie de 200 à 300m. Sa composition lithologique est très hétérogène (marnes rouges et grises, calcaires, dolomies, sables). Ces nombreuses variations de lithologies sont liées à des variations d'environnements de dépôts résultant de cycles transgression/régression est-ouest induisant des déplacements rapides du trait de côte vers l'est. Ces transgressions marines sont en provenance de l'atlantique à l'Ouest. L'ensemble de la série correspond à un cycle transgression/régression au sein du quels trois pics de transgressions d'ordre inférieur ont pu être mis en évidence (Tambareau et al., 1995).

Durant le Thanétien, une plateforme carbonatée protégée se met en place dans le Sillon Sous-Pyrénéen. Dans l'Anticlinal de Saint Marcet, la série est essentiellement carbonatée avec des intercalations sableuses à la base. Vers l'Est, dans le Plantaurel, la série reste essentiellement calcaire et marneuse déposée en milieu marin avec de nombreuses intercalations de calcaires lacustres. Sur l'ensemble du Plantaurel et des Petites Pyrénées, le sommet de la série de faciès faits de marnes rouges, sableux et poudingues « à œufs d'oiseaux » correspondant à des environnements fluviatiles. Ces Dépôts continentaux montrent la progradation des faciès continentaux sur les faciès marins contemporaine de la fin de la dernière transgression Thanétienne.

- **Yprésien**

Zone Sous-Pyrénéenne

Les dépôts de l'Yprésien supérieur (anciennement dénommé Ilerdien dans le Bassin d'Aquitaine, terme utilisé dans la suite du document) affleurent dans la Zone Sous-Pyrénéenne. Ce sont des dépôts marins. Ces dépôts traduisent une importante transgression marine dans le Bassin d'Aquitaine qui atteint, vers l'est, les Corbières. L'ensemble de la série Ilerdienne décrit un cycle transgression/ régression. La série est composée de calcaires, de marnes, de sables et de conglomérats. L'épaisseur de la série est variable, allant de 20 à 400m. Les différentes coupes relevées dans les différents plis de Zone Sous-Pyrénéenne montrent de fortes variations d'épaisseur de la série Ilerdienne, indiquant une subsidence différentielle liée à la croissance des plis anticlinaux (synclinal de Montsec, au sud de Lavelanet, Crochet, 1991 ; Tambareau et al., 1995).

La base de la série, datée de l'Ilerdien inférieur est marquée par la mise en place d'une plateforme carbonatée assez homogène sur toute le Zone Sous-Pyrénéenne sous la forme de Marnes et Marno-calcaires à *Alveolina cucumiformis*, marnes à *Operculina subgranulosa*. Au-dessus, à la fin de l'Ilerdien inférieur, une sédimentation détritique se met en place sous la forme de Marnes à Turritelles et Nummulites, Grès de Furne, traduisant une augmentation de la bathymétrie. Seule une zone réduite des Petites Pyrénées conserve une sédimentation carbonatée correspondant aux calcaires ou « Marbres de Mancioux ». A partir de l'Ilerdien moyen, le début de la progradation marquant la fin de la transgression ilerdienne est marqué par l'intercalation, dans le Plantaurel, de grès à nummulites dans les marnes à Turritelles. A l'ouest dans les Petites Pyrénées, la sédimentation reste marneuse. Les intercalations sont strato et granocroissante montrant une progradation d'est en ouest. Dans le Plantaurel, les grès sont progressivement remplacés par des conglomérats, déposés en milieu marin dans un premier temps (conglomérats à nummulites) puis continentaux. La fin de la progradation se fait dans l'Ilerdien supérieur par le passage à une sédimentation purement continentale, sur toute la région, qui correspond à la Formation de Palassou sus-jacente.

Bassin de Castres

Dans le bassin de Castres, la série ilderdienne est réduite à des dépôts sableux (Graviers d'Issel) déposés en milieu continental.

e4-6**. Yprésien supérieur à Bartonien (52 - 49 Ma). Formation de Palassou**

- **Zone Sous-Pyrénéenne (Petites Pyrénées – Plantaurel)**

Le « poudingue de Palassou » (Leymerie, 1862, en hommage à B. de Palassou) ou Formation de Palassou affleure au nord de la Zone Sous-Pyrénéenne dans les Monts du Plantaurel et les Petites-Pyrénées. Le "Poudingue de Palassou", défini à l'ouest du plateau de Lannemezan constitue un équivalent vers de la Molasse de Carcassonne connue dans les Corbières et le Détroit de Carcassonne. La base de la formation de Palassou est diachrone. Le début de sa mise en place est à mettre en relation avec la progradation du système fluvial d'Est en Ouest qui marque la fin du cycle transgression/régression durant l'Ilerdien.

L'âge de la base de la formation de Palassou varie de l'est (Ilerdien moyen dans l'Aude, Ilerdien Moyen à supérieur dans le Plantaurel et Cuisien à Lutétien inférieur dans les Petites Pyrénées).

Dans le Bassin d'Aquitaine (non affleurant), la formation de Palassou passe latéralement à la Formation des Sables de Lussagnet (Biteau et al., 2006).

La formation de Palassou est constituée de marnes jaunes à versicolores, de calcaires micritiques, de grès et de conglomérats à éléments arrondis. Le nom de « Poudingue de Palassou » n'illustre qu'une partie de sa composition. Les couches marneuses sont d'épaisseur décamétrique et d'extension plurikilométriques. Les bancs gréso-conglomératiques peuvent représenter jusqu'à 30% de l'épaisseur globale dans la

partie proximale (front nord des Petites Pyrénées et du Plantaurel). Ces bancs sont tabulaires, d'épaisseur métrique, leur extension est kilométrique. Leur base est érosive. La distribution granulométrique des clastes des conglomérats est elle aussi très variable, les éléments les plus grossiers pouvant atteindre un mètre (Région de Laroque d'Olmes-Chalabre). Vers le nord, dans le détroit de Carcassonne ; la taille des clastes se réduit ainsi que l'épaisseur des bancs gréso-conglomératique.

En termes de milieu de dépôt, les différentes lithologies de la Formation de Palassou décrivent les diverses parties d'un éventail alluvial de piémont : les marnes jaunes et versicolores correspondent à des dépôts de plaine d'inondation auxquels se superposent des profils de paléosols (marnes versicolores). Les calcaires micritiques correspondent à des dépôts palustres et les niveaux gréso-conglomératiques correspondent à la divagation de chenaux de rivières.

Plusieurs membres ont été distingués dans la formation de Palassou en fonction de la fréquence des couches de calcaires intercalées dans la série et de la composition des conglomérats. D'après Crochet (1991), on distingue :

- Palassou I d'âge cuisien à Lutétien inférieur à clastes de calcaires mésozoïques et de flysch albiens en majorité ;

- Palassou II d'âge Lutétien inférieur à Bartonien à clastes de calcaire mésozoïques, cénozoïques, granitoïdes et schistes métamorphiques.

Ces différents membres restent cependant difficiles à distinguer sur le terrain.

A l'Ouest du plateau de Lannemezan, dans le « Poudingue de Palassou» s.s. on retrouve (Hourdebaigt, 1988) les deux unités définies par Crochet (1991) dans le détroit de Carcassonne sous la forme du Poudingue inférieur et du Poudingue médian.

- **Montagne noire, Bassin de Castres**

Dans le bassin de Castres, un équivalent à la formation de Palassou est connu sous la forme d'argiles à graviers déposées en domaine continental. L'âge de ces argiles est Yprésien à Lutétien. Du Lutétien inférieur au Bartonien inférieur la sédimentation est à dominante calcaire, déposés en milieu lacustre/palustre avec des intercalations de lignites (lignites d'en Gasc), au centre du bassin. Au pied des reliefs du Massif Central et de la Montagne Noire, la sédimentation reste détritique sous la forme d'argiles à graviers. Au Bartonien, une sédimentation à dominante détritique faite d'argilites, de grès et de conglomérats déposée en milieu fluviatile et de calcaire lacustres s'installe (Grès et Argiles de Semalens et de Soual). Le sommet de la série correspond à des calcaires lacustres (Calcaires de Cuq et Vielmur). Vers la bordure nord de la Montagne Noire, cet ensemble molassique passe latéralement à des dépôts gravitaire connus comme « Brèche Mortadelle » (Mouline, 1989).

- **Massif de la Grésigne**

Sur le pourtour sud du massif de la Grésigne (Cordes, Puycelsi, Bruniquel), l'Eocène (mal daté) est constitué de conglomérats à éléments jurassique issus de l'érosion du dôme de la Grésigne (Inglès et al., 1998).

- **Massif Central, Faille de Villefranche**

Le long de la faille de Villefranche (Saint Santin de Maurs, Asprières), Le Bartonien est présent sous la forme de dépôts gréso-conglomératiques et d'argiles à graviers correspondant à des dépôts de cônes alluviaux alimenté par le Massif Central déposés au pied de l'escarpement de faille (Muratet, 1983).

e7**. Priabonien (37 - 34 Ma). Calcaires, Molasses, Argiles à graviers, brèches**

- **Front des Petites Pyrénées et du Plantaurel**

Sur le front des Petites Pyrénées et du Plantaurel, l'Eocène supérieur correspond à la troisième unité de la Formation de Palassou (Crochet, 1991). Il est constitué de conglomérats, grès et marnes, déposés en milieu fluviatile. Ces dépôts sont alimentés en éléments détritiques par les reliefs pyrénéens au sud.

- **Lauragais, Bassin de Castres, Albigeois**

Dans le Bassin de Castres, l'Eocène supérieur (Priabonien) correspond aux « Molasses de Blan». Il s'agit d'une alternance de conglomérats, de grès, d'argiles et de calcaires (dans la partie supérieure), correspondant à des environnements fluviatiles et palustres. Dans le Lauragais, situé en position distale par rapport aux zones d'apports, les faciès gréso-conglomératiques sont beaucoup plus réduits. Sur le pourtour ouest et sud de la Montagne Noire, de fines intercalations de gypse ont été identifiées (Saint Félix Lauragais, Mas Sainte Puelles).

- **Massif de la Grésigne**

Sur le pourtour sud du massif de la Grésigne, l'Eocène supérieur correspond à des conglomérats chenalisés à éléments permiens et matrice rouge faisant suite aux conglomérats à éléments jurassique précédents. Ils sont aussi syntectoniques de la mise en place du chevauchement sud-Grésignol (Dauch et Viallard, 1987).

- **Quercy**

Au sud de Cahors et Puy l'Evêque, l'Eocène supérieur repose au-dessus d'une surface d'érosion sur les séries jurassiques et crétacées des causses du Quercy sous la forme d'argiles à graviers et d'argiles rouges et grès rouges à pisolithes ferrugineux. Ces dépôts correspondent à un ancien pédiment atteignant jusqu'à 30m d'épaisseur.

- **Faille de Villefranche /Ségala**

Le long de la faille de Villefranche (Saint Santin de Maurs, Asprières), l'Eocène supérieur est constitué de calcaires lacustres et palustres (Muratet, 1983). Sur le Ségala (Compolibat, Privezac), des dépôts non datés, faits d'argiles à graviers, de conglomérats et de calcaires palustres sont attribués à l'Eocène supérieur. Les affleurements alignés selon des axes parallèles à la faille de Villefranche semblent indiquer un contrôle de la sédimentation par des relais de cette dernière.

g1-2**. Oligocène (34 - 23 Ma). Molasses.** Les Molasses Oligocènes affleurent dans l'avant-pays pyrénéen à l'Est de la Garonne, la Lauragais ; l'albigeois le gaillacois, jusqu'à la vallée de l'Aveyron.

- **Volvestre, région Toulousaine, Lauragais**

Sur le front de la Zone sous-Pyrénéenne, les molasses oligocènes sont constituées d'une alternance de bancs de conglomérats et de marnes disposés de manière similaire à la Formation de Palassou sous-jacente. Les bancs de conglomérats disparaissent vers le nord. Dans le Volvestre, la région Toulousaine et le Lauragais, les molasses sont essentiellement constituées de marnes, de silts carbonatés et de calcaires palustres, les passées détritiques sont moins nombreuses et moins épaisses. Ces molasses sont bien exposées le long des abrupts de la rive droite de la Garonne de Cazères à Toulouse (Coteaux de Pech-David).

En termes d'âges, la biostratigraphie basée sur les mammifères (Duranthon, 1991) montre que ces molasses ont un âge Oligocène supérieur (Chattien) et que la partie occidentale peut être attribuée au Miocène Inférieur.

- **Albigeois**

Dans l'albigeois Les molasses oligocènes sont constituées d'argiles, de silts carbonatés, de sables et de grès (notamment les Grès de Puygouzon) traduisant des environnements fluviaux, lacustres et palustres. Certains bancs carbonatés correspondent à des calcrètes. Ces molasses débutent par les Calcaire de Marssac et les Calcaires d'Albi à *Brotia albigenensis .*

g-m1MA**. Oligocène à Aquitanien (34 - 20 Ma). Molasses de l'Agenais.** Les molasses de l'Agenais affleurent au nord de la confluence Aveyron. Tarn et Tarn/Garonne au nord de Montauban et au sud du Quercy sur lequel elles reposent en discordance.

Leur épaisseur est de 50 à 85m. Elles sont divisées en deux ensembles, les Molasses de l'Agenais inférieures et les Molasses de l'Agenais supérieures, séparées par une passée détritique. Elles sont constituées de grès, de silts et d'argiles carbonatées

traduisant des environnements fluvio-lacustres. Elles sont d'âge « Stampien » (Rupélien) et Chattien.

m1-3M. **Miocène (23 - 5 Ma). Molasses indifférenciées**

Piémont nord-pyrénéen

Les molasses miocènes occupent le piémont nord des Pyrénées au nord du plateau de Lannemezan, elles affleurent dans les Hautes Pyrénées, le Gers et la Haute Garonne et sur un triangle entre les vallées de la Garonne et de l'Ariège. Dans l'avant-pays, elles sont concordantes avec les molasses oligocènes, sur le front des Pyrénées elles reposent en discordance sur les structures de la Zone Sous-Pyrénéenne. Ces molasses sont constituées d'un ensemble de marnes, de calcaires, de grès et de conglomérats. Elles sont alimentées en éléments détritiques par les Pyrénées au sud. Le contenu en éléments détritiques (conglomérats et grès) diminue progressivement du front pyrénéen (plateau de Lannemezan) vers les coteaux du Gers au nord (Crouzel, 1957) où les molasses miocènes (Molasses de l'Armagnac) sont essentiellement constituées des grès, de marnes et de calcaires (lacustres et palustres). Ces niveaux de calcaires (Calcaire de Sansan, de l'Astarac) sont utilisés comme niveaux repères à l'échelle locale.

De nombreux sites fossilifères sont connus dans les molasses miocènes (Sansan, Orignac, Castelnau d'Arbieu et Montréal du Gers pour les plus célèbres). Ces sites ont fourni un matériel paléontologique important. La synthèse des datations biostratigraphiques, basées sur les grands mammifères permet de contraindre l'âge de ces molasses (Antoine et al., 1997).

A partir du contact Oligocène/Miocène, sur une bande arquée, d'une vingtaine de kilomètre de large, orientée nord-ouest/sud-est passant par Lectoure, Fleurance, Gimont, L'Isle Jourdain, Rieumes et Montesquieu-Volvestre, les molasses miocène ont un âge orléanaise (20 à 16,5/15,2 Ma soit Burdigalien, Steininger et al., 1996). Sur une auréole concentrique allant de Vic-Fezensac, le Fousseret, Martres-Tolosane à l'Est et au-delà de Tarbes et Maubourguet à l'Ouest, les molasses ont un âge astaracien (16,5/15,2 à 11,2 Ma soit Langhien-Serravallien, Steininger et al., 1996). Les Molasses atteignent un âge Vallésien (11,2 à 9,0 Ma soit Tortonien, Steininger et al., 1996) dans une zone restreinte au sud, sous le plateau de Lannemezan entre Orignac et Trie sur Baïse.

- **Sud du Quercy**

Au sud du Quercy, les molasses miocènes reposent en concordance sur les molasses de l'Agenais. Elles sont composées de marnes et de calcaires sur une épaisseur d'une vingtaine de mètres.

m3-4SF. **Langhien à Serravallien (16 - 12 Ma). Formation des Sables Fauves.** La Formation des Sables Fauves affleure au nord-ouest du Gers. Son aire de dépôt correspond au « Golfe de Lectoure ». Ce golfe marque la limite de la dernière ingression marine dans cette partie du Bassin d'Aquitaine. Le Golfe de Lectoure atteint son extension maximale au Langhien. La ligne de rivage s'établie de Aire sur l'Adour à Vic Fezensac au sud, à l'est le Lectoure vers l'est et au nord de Condom vers le nord.

Les sables fauves ont une puissance inférieure à 20m. Ils sont constitués d'un ensemble hétérogène de sables blanchâtres à verts et de grès roux à ciment calcaire parfois coquilliers (Dubreuilh et al., 1995 ; Gardère et al.., 2002). Les faunes et les structures sédimentaire (notamment des tidalites, Gardère et al., 2002) indiquent des environnements côtiers. De par son âge, la Formation des sables fauves est un équivalent marin de la partie moyenne des molasses miocènes décrites au-dessus

m5GB**. Tortonien (12 - 7 Ma). Formation des Glaises Bigarrées.** La Formation des Glaises Bigarrées affleure dans l'ouest du Gers (ouest et nord-ouest de Nogaro) et se développent vers l'ouest dans les Landes, elle a une épaisseur moyenne de 20m. Elle est constituée d'argiles de couleur bleu-vert à marmorisations ocres, rougeâtres ou violettes, d'intercalations de sables et de lits de graviers et de niveaux de lignites pouvant atteindre 6 m d'épaisseur (Dubreuilh et al., 1995). Les Glaises Bigarrées se sont déposées dans un environnement de plaine alluviale. La faune et la flore des lignites indiquent un âge Tortonien à la Formation des Glaises Bigarrées (Dubreuilh et al., 1995). La Formation des Glaises Bigarrées est un équivalent marin de la partie supérieure des molasses miocènes décrites au-dessus.

2.1.5. Formations superficielles et altération

Formations résiduelles

L'histoire géologique a permis le développement au cours de périodes particulières d'altérations avec conservation des résidus d'altération dont l'épaisseur varie de moins d'un mètre à plusieurs dizaines de mètres. Les périodes favorables à l'altération sont des périodes peu actives d'un point de vue tectonique avec développement de surfaces à faible relief, éventuellement aidées par un climat chaud et humide. Les périodes favorables à l'altération identifiées dans le Massif Central sont d'âge Carbonifère, infra-Permien, Infra-Trias, infra-Lias, Crétacé inférieur, et Eocène. L'altération et la mise en place de formations résiduelles est encore en cours actuellement (par ex. remplissage des dépressions karstiques).

$\mathscr{A}$. **Altérites d'âge variable**. Formations de nature différente selon le substrat et le degré d'évolution. Elles sont liées à la dégradation sur place des roches.

RF. **Plio-Pléistocène**. Formation de Lannemezan et niveaux alluviaux supérieurs. Niveaux d'épandage en position haute.

T. **Tourbières**. Nombreuses au niveau des surcreusements glaciaires, ou de barrages morainiques.

K. **Remplissage de dépressions karstiques**. Argiles de décarbonatation associées à des cailloutis calcaires. On les trouve dans les dolines, mais aussi dans le fond de vallées sèches qui se sont développées pendant les périodes froides du Quaternaire.

RG. **Formation de plateau.** Présente sur les interfluves, cette formation correspond à l'altération du substratum montrant des évidences de reptation de sols. Très présente sur les replats molassiques.

EC. **Formations de pentes : éboulis, colluvions**. Regroupement de formations d'âge et d'origine divers : grèzes litées périglaciaires, éboulis, éboulements et glissements de terrain généralisés.

Quaternaire (2,6 Ma à actuel)

Le Quaternaire est une période caractérisée à l'échelle du globe par une cyclicité climatique. Depuis le Pliocène, les cycles climatiques gagnent en intensité ; en parallèle leur période change et passe progressivement de 40ka à 100ka. En conséquence, depuis le Pléistocène moyen (~860ka BP), les périodes froides, glaciaires (resp. chaudes, interglaciaires) se succèdent tous les 100 000 ans environ. Ces cycles Glaciaires, bien que mal datés pour les plus anciens ont remodelé le relief pyrénéen. La trace de ces glaciations est encore visible à la fois dans le paysage et sous la forme de dépôts glaciaires (moraines, dépôts lacustres, etc.). Ces cycles glaciaires ont aussi laissé leur empreinte dans le réseau hydrographique du piémont pyrénéen sous la forme de terrasses alluviales. Le lien entre cycles climatiques et formation de terrasses alluviales est connu et est actuellement précisé dans le cas des Pyrénées .

Gx. **Anté-Würm**. **Dépôts glaciaires**. Il s'agit essentiellement de moraines latérales ou frontales représentant une extension des glaciers plus importante que lors du Würm.

Gy-z. **Würm à postglaciaire**. **Dépôts glaciaires**. Moraines variées. Dans les principales vallées pyrénéennes, il est possible de distinguer plusieurs cordons morainiques étagés, représentants diverses phases dans l'évolution des glaciers après le maximum d'extension würmien. Ces moraines, ainsi que les roches moutonnées associées, ont parfois été datées, notamment par ^{10}Be cosmogénique, renseignant sur la déprise glaciaire entre 22-24 ka BP et 15-17 ka BP. L'épaisseur de glace des vallées principales devait atteindre 500-1000 m.

FG. **Pléistocène. Glacio-lacustre et Fluvio-glaciaire**. Dépôts fluviatiles et lacustres directement liés à l'activité glaciaire : lacs proglaciaires, terrasses de kame, etc.

Fv, Fw, Fx, Fy. **Pléistocène. Alluvions fluviatiles et terrasses.** Leur hiérarchie repose sur des relations stratigraphiques, rarement contraintes par des datations (absolues ou paléontologiques). Les attributions habituelles sont le Günz pour les

niveaux supérieurs (Fv), Mindel pour les hautes terrasses (Fw), Riss pour les terrasses moyennes (Fx) et enfin Würm pour les terrasses inférieures (Fy).

Fz. **Pléistocène à Holocène. Alluvions fluviatiles des basses terrasses à actuelles**. Terrasses de rivières (galets, sables, limons) déposées après la dernière période glaciaire : Pléistocène final et Holocène.

OE. **Quaternaire. Lœss**. Limons fins d'origine éolienne en période glaciaire, probablement würm d'après les datations obtenues entre 23 et 10 ka dans le Lauragais et la vallée de la Garonne.

U. **Quaternaire. Travertins.** Précipitation à proximité des cascades, sources et ruisseaux. Reprécipitation des carbonates dissous dans les karsts.

GL. **Quaternaire. Glaciers**. Zones couvertes par les glaciers au cours du XXe siècle.

FJ. **Quaternaire. Cônes de déjection**. Recouvre des formations très grossières d'âge variable. Une partie importante des cônes de déjection s'est formée suite à la déprise glaciaire (cônes fonctionnels, tardiglaciaires à postglaciaires) au niveau du raccord entre le fond et le bord des principales vallées glaciaires en auge. D'autres se situent aux bords des vallées fluviatiles.

X. **Quaternaire. Dépôts anthropiques**. Dépôts souvent de type remblai dans les agglomérations et le long des aménagements comme les voies ferrées. Holocène (Anthropocène ?).

2.2. ROCHES METAMORPHIQUES

2.2.1. Formations métamorphiques en dômes migmatitiques et gneissiques : magmatisme Ordovicien

koζ3SN. **Orthogneiss du Somail-Nore.** Il s'agit d'un vaste ensemble d'orthogneiss oeillés, classiquement décrit dans les gorges d'Héric (feuille Montpellier au 1/250 000) mais également observable sur cette carte autour de Mazamet : gneiss de Larn et du Pic de Nore. La taille des yeux de feldspath potassique varie de quelques millimètres à plusieurs centimètres. Chimiquement, on trouve des variations depuis des compositions de granodiorites jusqu'à des granites, le terme monzonitique étant le plus répandu. Les orthogneiss du Somail-Nore représentent une série différenciée de granitoïdes, granodiorites, monzogranites et granites (*s.s.*), de caractère peralumineux, relativement potassique. Il existe des nuances entre les différentes séries (séries plus ou moins ferrifères, plus ou moins magnésiennes, un peu plus calciques ou potassiques) montrant que le batholite initial était composite et comprenait plusieurs unités géochimiques. Les données radiométriques disponibles permettent de proposer un âge ordovicien (470-450 Ma) pour le protolithe. En outre, des zircons et monazites reliques au sein des migmatites de la zone axiale ont livré des âges cambrien (550-530

Ma) et ordovicien (458 Ma). Ainsi, même si l'âge exact du plutonisme n'est pas fixé, il se situe entre le Néoprotérozoïque et le Paléozoïque inférieur. A l'instar des orthogneiss pyrénéens, l'interprétation de ces orthogneiss comme des témoins d'un "vieux socle" précambrien doit être abandonnée. Ces orthogneiss correspondent à des laccolithes représentant le plutonisme pré-Varisque associé au rifting du Gondwana.

M. **Migmatites à protolithe indéterminé (en surcharge).** L'essentiel du cœur de la zone axiale de la Montagne Noire est constitué par des métatexites à cordiérite développées à partir de roches métamorphiques: orthogneiss, paragneiss, micaschistes, quartzites, marbres, amphibolites dont on trouve de nombreux lambeaux restitiques. Les zircons et les monazites des migmatites donnent des âges U/Pb sonde ionique et U-Th-Pb chimiques compris entre 333–326 Ma (Viséen) interprétés comme l'âge de la fusion crustale.

ζP. **Gneiss leucocrate à grain fins (type Peyregrand).** Ils occupent une vaste surface au sud-ouest du dôme de l'Aston, et sont intercalés sous forme d'une lame de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur entre les orthogneiss de Riète (au-dessus) et des paragneiss migmatitiques (en dessous). Ce sont des roches claires à grains fins où les feuillets micacés sont peu nombreux. Ils sont constitués de quartz, microcline, albite, biotite et muscovite. Ces gneiss sont probablement orthodérivés. Les gneiss de Peyregrand n'ont pas été datés mais pourraient être Ordovicien moyen comme les orthogneiss de Riète. Ces gneiss de Peyregrand sont affectés par une déformation ductile cisaillante avec le haut allant vers l'est ou l'ESE.

ζA. **Orthogneiss œillé. Monzogranite (type Riète).** Ils occupent la plus grande partie du dôme de l'Aston (centre, nord et est), formant, avec une épaisseur de plusieurs centaines de mètres, le toit (sous les micaschistes) de ce dôme gneissique. Ils forment aussi la quasi-totalité du dôme gneissique de l'Hospitalet. C'est un gneiss amygdalaire à texture grenue (grains plurimillimétriques), à structure cloisonnée par des feuillets continus de biotite. Les amygdales sont souvent pluricentimétriques et sont constituées soit d'agrégats quartzo-feldspathiques, soit de microcline. Le reste de la roche est constitué de quartz, microcline, oligoclase, biotite, muscovite en faible proportion. La composition est celle d'un monzogranite. Les orthogneiss de Riète sont datés à 470 ± 6 Ma dans le massif de l'Aston et 472 ± 2 Ma dans le massif de l'Hospitalet (Denèle et al., 2009). Ces orthogneiss sont affectés par un cisaillement ductile du haut vers l'est (phase hercynienne D2a de Denèle, 2007).

2.2.2. Métamorphisme varisque (ou hercynien)

Massif Central : Ensembles métamorphiques de protolithe mal contraint (Néoprotérozoïque à Ordovicien) dans l'ordre géométrique descendant des unités tectoniques

- **Unité de Leyme-Figeac**

ULFξχ. **Micaschistes à biotite et grenat, parfois staurotide, quartzites feldspathiques noirs à biotite, intercalations d'amphibolites, de leptynites, d'orthogneiss et de rares cipolins.** Les micaschistes sont des roches grises bien foliées. Le grenat forme des ponctuations rouges millimétriques associées à des prismes noirs de staurotide. La biotite transverse à la foliation est fréquente. Au microscope, on reconnaît du quartz, des plagioclases, de la biotite et de la muscovite, du grenat almandin et de la staurotide. Il existe deux générations de biotite, la première associée à la muscovite forme des lamelles synfoliales, tandis que la seconde forme des blastes post-foliaux.

Les quartzites feldspathiques noirs sont très répandus. Ce sont des roches sombres bleu foncé à noires, à grain fin, très dures, le plus souvent sans litage. A l'œil nu, aucun minéral n'est reconnaissable. En lame mince, on rencontre du quartz, de la biotite, de la chlorite, du plagioclase de type oligoclase. Muscovite, grenat, staurotide sont plus rares, on observe aussi des minéraux accessoires comme la tourmaline, l'apatite, le zircon et des opaques.

Cette formation renferme aussi des conglomérats observables dans la vallée du Célé. En deux points, on rencontre des calcaires métamorphiques (cipolins). Des niveaux discontinus de schistes noirs graphiteux se disposent parallèlement à la foliation des micaschistes et des quartzites noirs.

Des roches à feldspaths alcalins roses se distribuent en plusieurs lames synfoliales regroupées sous le nom "d'orthogneiss d'Aynac". On reconnait un facies massif peu ou pas folié et un faciès rubané à foliation très développée. Outre le quartz et le feldspath alcalin (microcline), on observe en lame mince du plagioclase (oligoclase), de la biotite, de la muscovite et des minéraux accessoires (zircon, et opaques). Il s'agit d'un orthogneiss (ou métagranite) comparable à ceux connus plus au Nord dans l'Unité de Thiviers-Payzac dans le Limousin.

Des amphibolites fines ou à grain moyen se rencontrent également dans la foliation régionale. Ces roches sont formées de hornblende verte, de plagioclase (andésine), d'épidote, de biotite parfois chloritisée et rarement de grenat. Les analyses chimiques disponibles indiquent des compositions basaltiques. Il s'agit probablement de filons doléritiques ou de microgabbros, mais une origine volcano-sédimentaire n'est pas à exclure pour les roches à grain fin.

ULFζ. **Paragneiss à un ou deux micas.** Il s'agit de gneiss sombre gris bleuté à grain moyen et fin. Biotite et muscovite (plus rare) définissent la foliation de cette roche. En lame mince, on rencontre du quartz, du plagioclase (oligoclase-andésine), de la biotite, de la muscovite et parfois du grenat almandine. La composition chimique suggère un protolithe de type rhyodacitique.

- **Unité Supérieure des Gneiss**

USGoζ. **Orthogneiss acides, granitiques à granodioritiques, ± migmatitques.** L'unité Supérieure des Gneiss (USG) développée par exemple dans les klippes du Lévezou, du Vibal et de Najac, contient de nombreux gneiss plus ou moins migmatitiques. La présence de reliques de mégacristaux de feldspath potassique permettent de reconnaître un protolithe de type gneiss oeillé ou granite porphyrique. Ces orthogneiss oeillés sont constitués de quartz, feldspath potassique, plagioclase (oligoclase), biotite, ainsi que de zircon, apatite, sphène en tant que phases accessoires.

USGpζM. **Paragneiss migmatitiques du Lévezou.** Il s'agit de gneiss à quartz, plagioclase, biotite, muscovite, sillimanite et parfois grenat. Ces roches constituent l'encaissant des métagranite précédents.

USGδ. **Amphibolites diverses, rares skarns et cipolin.** Des amphibolites à hornblende, plagioclase, biotite, parfois grenat et/ou clinopyroxène affleurent au sein de l'USG. Les analyses chimiques suggèrent que certaines de ces roches sont orthodérivées (basaltes, dolérites, gabbros), d'autres pouvant dériver des protolithes volcano-sédimentaires (tufs, pyroclastites, sédiments grauwackeux). Des marbres (ou cipolins) et des skarns se rencontrent sporadiquement.

USGλδ. **Complexe leptyno-amphibolique.** Cette formation est constituée d'alternances centimétriques à métriques des roches gneissiques claires (leptynites) et d'amphibolites. Les données géochimiques disponibles indiquent un magmatisme bimodal acide-basique abondant dans des contextes d'amincissement crustal. En outre certaines métabasites sont métamorphisées dans le faciès éclogite (représentés en ponctuels sur la carte).

USGζξ. **Leptynites, quartzites, gneiss et micaschistes pélitiques indifférenciés.** Des facies quartzo-feldspathiques leucocrates (leptynites), quartzo-pélitiques (micaschistes) ou quartzeux (quartzites) sont intercalés dans les amphibolites du complexe leptyno-amphibolique. Dans le Lévezou, ces roches renferment des assemblages à biotite-disthène-grenat-staurotide. Dans la klippe de Najac, les micaschistes situés sous la masse basique –ultrabasique présentent une foliation très pénétrative caractérisée par l'alternance de niveaux quartzo-feldspathiques et micacés à biotite-muscovite partiellement chloritisées et grenat. La rétromorphose des

micaschistes en chloritoschistes est très développée. Les métapélites de la klippe de Najac contiennent des assemblages de haute pression : faciès des schistes blancs sans talc et faciès des schistes bleus à glaucophane.

USGΛ. **Roches ultrabasiques serpentinisées.** Des boules décimétriques à métriques de serpentinites ou de péridotites serpentinisées se rencontrent au sein de l'USG. Ces corps massifs ou foliés forment des boudins au sein de la foliation des gneiss et micaschistes environnants. En lame mince, les minéraux primaires : olivines, orthopyroxène et clinopyroxène peuvent être préservés au cœur d'antigorite maillée associée à du chrysotile et de la trémolite.

Dans la klippe de Najac, des chloritites à serpentine dérivant de péridotites litées et des trémolitites dérivant de clinopyroxénolites et wherlites ont été reconnus. Ces ultrabasites sont recoupées par des gabbros et gabbronorites intrusifs dans les serpentinites. Tout le complexe de Najac a connu un métamorphisme granulitique avant d'être rétromorphosé dans le faciès amphibolite.

Près de Decazeville, dans la klippe de la Bessenoits, des masses importantes de péridotites serpentinisées se rencontrent en contact avec des orthogneiss. Les minéraux de la péridotite initiale sont presque complètement transformés en chrysotile et lizardite. Des fantômes d'olivine et plus rarement d'enstatite et de spinelle sont parfois préservés au sein d'amas chloriteux. La roche initiale qui serait une lherzolite à spinelle ne représente nullement une relique d'ophiolite mais plus vraisemblablement un témoin de manteau infracontinental.

- **Unité Inférieure des Gneiss (UIG)**

UIGpfζ. **Porphyroïdes leucocrates à grain fin localement oeillés.** Ces roches présentent de mégacristaux de feldspathiques (microcline) et des quartz bleutés allongés dans la foliation quartzo-feldspathique à muscovite-biotite. Comme dans les autres unités litho-structurales, on considère que ces « porphyroïdes » représentent soit des coulées de laves acides (rhyolites) soit des formations volcano-sédimentaires.

UIGoζ. **Orthogneiss acides, granitiques à granodioritiques.** Les métagranites, porphyriques ou non, sont très répandus dans l'UIG. Sur le terrain ils se présentent généralement sous la forme d'orthogneiss oeillés. Les yeux correspondant au mégacristaux de feldspath potassique (orthose perthitique ou microcline). La granulométrie de ces roches varie en fonction de la déformation et probablement de la minéralogie initiale des protolithes. Des faciès mylonitiques et des zones de cisaillement métriques peuvent d'y développer. Des orthogneiss alcalins (p. ex orthogneiss des Palanges, orthogneiss de Rodez) sont datés autour de 600 Ma.

UIGζηq. **Cambrien (540 Ma). Métadiorites quartziques.** Sur les feuilles au 1/50 000 de St-Géniès d'Olt et de Séverac-le-Château, des massifs de métadiorite quartzique à hornblende affleure le long de la vallée du Lot et aux abords du village de Brameloup. Le faciès le plus caractéristique est représenté par des roches sombres, massives et

homogènes, à grain moyen, de teinte gris bleutée. Elles présentent une foliation marquée et une très nette linéation d'allongement et minérale, cependant une texture grenue, héritée d'un protolithe magmatique est localement reconnaissable. Ces roches contiennent fréquemment des lentilles centimétriques à métriques, sombres et à grain fin, correspondant à des enclaves basiques. En lame mince, quartz, parfois en ocelles bleutés, plagioclase (An36), localement en mégacristaux automorphes fracturés, biotite, hornblende verte automorphe et poecilitique, grenat (rare), apatite, sphène, zircon, minéraux opaques, épidote, calcite, chlorite et actinote, forment la minéralogie la plus répandue dans ces roches. En Lozère, au Sud de Marvejols, des zircons dans des roches similaires ont donné un âge à 550 Ma interprété comme celui du protolithe.

UIGλδ. **Complexe leptyno-amphibolique.** Au Nord de la feuille, dans le département du Lot, des gneiss clairs bien foliés alternant avec des amphibolites ont été regroupés sous le nom de « complexe leptyno-amphibolique » (ou unité de St-Paul-de-Vern-Terrou, également connue plus au Nord dans le Limousin). Les gneiss leptyniques à grain fin, de teinte gris-rose, sont constitués principalement de quartz et de feldspath, et plus rarement de biotite. On distingue aussi un faciès de gneiss mésocrate, plus sombre, contenant des niveaux millimétriques à centimétriques riches en hornblende et biotite. Les amphibolites à hornblende s'intercalent dans les leptynites. Ce sont de roches à grain fin, millimétriques ou infra-millimétriques comportant soit des termes constitués uniquement d'amphibole, soit des termes rubanés où alternent des lits feldspathiques et des lits amphibolitiques. Du point de vue géochimique, indiquent que les leptynites ont une composition rhyolitique sodique, proche de quartz-kératophyres, ou une composition calcique plus proche de dacites. Les leptynites sont interprétées comme des dépôts volcaniques acides (rhyolitiques à dacitiques) et pyroclastiques. Les amphibolites sont d'anciennes coulées ou des tufs basiques. Comme dans l'unité supérieure des gneiss, ce complexe leptyno-amphibolique représente un magmatisme bimodal caractéristique d'un environnement d'amincissement crustal (rifting). Cependant, à la différence de l'USG, il n'existe pas de métamorphisme de haute pression dans cet ensemble.

UIGξζχ. **Micaschistes et/ou paragneiss, avec intercalations locales de quartzites.** Dans le Rouergue, il s'agit de roches à grain fin très foliées formées par l'alternance de lits quartzo-feldspathiques et des lits micacés. En lame mince, outre le quartz, on reconnaît un plagioclase acide à intermédiaire, plus rarement du feldspath potassique. Biotite (chloritisée) et grenat sont présents dans les niveaux les plus alumineux. Les protolithes de ces roches sont des pélites et grauwackes.

Dans la Série du Lot, on retrouve ces faciès de métapélites et métagrauwackes avec des intercalations de niveaux quartzeux correspondant à des bancs plus gréseux. On trouve les mêmes assemblages métamorphiques à biotite-grenat-staurotide (plus rarement disthène). Les micaschistes à débit planaire très marqué sont le faciès prédominant de la série de Saint-Geniez-d'Olt. Ce sont des roches sombres, à foliation bien marquée, à grain fin. Ces micaschistes peuvent aussi passer progressivement à des micaschistes quartzeux, plus massifs et moins fissiles. Localement, les micaschistes sont ponctués d'ocelles millimétriques d'albite. En outre, au sein de ces

micaschistes s'intercalent des bancs ou des lentilles décimétriques à hectométriques de leptynites quartzeuses micacées et des gneiss quartzeux à biotite. Dans ces micaschistes se rencontrent également des horizons hectométriques de micaschistes riches en porphyroblastes centimétriques de grenat ou staurotide. En lame mince, la composition minéralogique des micaschistes consiste en muscovite en lits continus ou fines cloisons discontinues séparant les lits quartzeux, biotite parfois chloritisée. L'oligoclase renferme des inclusions de grenat et staurotide. Le grenat est souvent en petits individus à cœurs opacifiés par des inclusions graphiteuses et des bordures plus limpides; la staurotide est en plages xénomorphes poecillitiques, incluant quartz et grenat. Le zircon, l'apatite et la tourmaline sont également présents.

Dans le département du Lot, cette formation représente le lithotype principal de l'unité de St-Paul de-Vern-Terrou. Il s'agit de gneiss gris à biotite-muscovite et feldspath, avec des grenats millimétriques. Le disthène en tablette pluri-millimétrique, souvent déstabilisé en muscovite et la sillimanite peuvent également s'observer localement. Des micaschistes à grenat, biotite, disthène bien foliés avec quelques niveaux graphiteux et des intercalations d'amphibolite à hornblende verte, plagioclase, grenat, épidote. Ces roches (micaschistes et paragneiss) ont des compositions chimiques de grauwackes rhyodacitiques.

- **Unité Para-autochtone**

UPApfζ. **Porphyroïdes leucocrates à grain fin localement oeillés.** Il s'agit de gneiss oeillés à quartz bleus et feldspath potassique foliés et linéés. La matrice de la roche est constituée de quartz, feldspath potassique, plagioclase et plus rarement de muscovite et biotite souvent chloritisée. Les "yeux" de quartz présentent des structures en "golfe" caractéristiques de rhyolites. Les clastes feldspathiques (microcline) peuvent atteindre des tailles pluricentimétriques. Tous les auteurs s'accordent pour considérer qu'il s'agit d'une formation volcanique acide rhyolitique ou ignimbritiques et volcano-sédimentaire. Le passage entre ces formations magmatiques effusives et les intrusions granitiques maintenant transformés en orthogneiss oeillés n'est pas toujours bien identifié. Il pourrait y avoir un passage continu et progressif au sein d'un ensemble volcano-plutonique.

UPAoζγ. **Orthogneiss granitiques.** Des gneiss oeillés clairs de teinte rose correspondent à des méta-granites porphyriques intrusifs dans la série sédimentaire de la Châtaigneraie formée par des séricitoschistes, micaschistes, paragneiss. En lame mince, les yeux sont formés de mégacristaux de feldspath potassique perthitique ou d'agrégats polycristallins de quartz. La mésostase contient du quartz, plagioclase (albite-oligoclase), biotite, muscovite et des minéraux accessoires : zircon, apatite, leucoxène, opaques. Géochimiquement il s'agit de granites alcalins.

UPAξζ. **Séricitoschistes, micaschistes, paragneiss.** En Châtaigneraie et Rouergue occidental, des micaschistes et séricitoschistes occupent de grandes étendues monotones dans lesquelles il est possible de distinguer plusieurs faciès pétrologiques : micaschistes à séricite-albite (autour de Conques par exemple), micaschistes

quartzeux, micaschistes feldspathiques à niveaux graphiteux. La foliation macroscopique de ces micaschistes est composite, si parfois elle pourrait représenter une ancienne stratification préservée, en général, elle correspond à une surface tectonique développée lors des épisodes de déformations ductiles et de cristallisations métamorphiques. En lame mince, on y trouve des lits de quartz et de plagioclase (albite) et des lits des phyllosilicates (biotite, séricite, muscovite, chlorite).

Les minéraux métamorphiques peuvent être redéformés par une schistosité de crénulation. On identifie également des quartzites à muscovite quand la proportion de phyllosilicates diminue.

Dans le département du Lot, cette formation de micaschistes gris représente le faciès dominant du domaine du Millevaches. Le type le plus fréquent est constitué de quartz, muscovite, biotite, grenat, staurotide. Il existe aussi des faciès plus feldspathiques ou quartzeux sombres ou clairs. Il s'agit d'une série terrigène où dominent des argiles et des grès, les grauwackes sont subordonnés. A la limite septentrionale de la carte, le long de la vallée de la Cère, les micaschistes du Millevaches présentent des marques de fusion partielle. Les métapélites sont envahies par de nombreux filons granitiques formant les « chevelu » péri-plutonique du leucogranite de Goulles. En outre, des panneaux hectométriques à plurikilométriques de gneiss et de migmatites sont enclavés dans le leucogranite. Des orthogneiss oeillés constituent le protolithe des migmatites. Des monazites datées par la méthode chimique U-Th-Pb ont livré un âge fini-Viséen (337-328 Ma).

Dans la vallée du Lot, à l'Ouest de St-Géniès d'Olt, l'unité para-autochtone, tectoniquement sous-jacente aux micaschistes à biotite-grenat-staurotide de l'unité inférieure des gneiss, est composée de séricitoschistes gris-noirs riches en lentilles de quartz et de niveaux plus quartzeux au sommet. En lame mince le faciès le plus représentatif est constitué de quartz, micas blancs, chlorite, albite, biotite, accessoirement, grenat, minéraux opaques en grains ou baguettes, graphite, zircon peut être également observés. On attribue un âge Ordovicien à ces roches.

Enveloppe métamorphique du dôme migmatitique de la zone axiale de la Montagne Noire. Protolithes supposés du Néoprotérozoïque ou du Cambrien

La zone axiale de la Montagne Noire, est formée par un dôme gneissique et migmatitique entouré par une enveloppe de roches métamorphiques non migmatitiques. Les roches, essentiellement paradérivées, de l'enveloppe, anciennement regroupées sous le terme générique de "schistes X", ont été subdivisées sur la feuille Montpellier au 1/250 000, en deux groupes: le Groupe inférieur de "St-Pons" et le groupe supérieur du "Roc Suzadou". Ce dernier a été attribué à l'Ordovicien supérieur et reposerait en discordance sur le premier selon Demange. Par ailleurs, sur cette même feuille, les formations micaschisteuses ou métavolcaniques observées au sein des migmatites et des gneiss ont été rassemblées sous le nom de groupe de "La Salvetat". Dans un souci de simplification, pour la réalisation de cette carte, des

regroupements entre les séries de l'enveloppe et celle du cœur de la zone axiale ont été réalisés. Ainsi, la nomenclature SPb à SPd-e correspondants à des subdivisions du Groupe de St-Pons est hypothétiquement corrélée avec les subdivisions proposées pour le groupe de La Salvetat (Sa1 à Sa3).

SPg-h. **Ensemble supérieur schisto-gréseux.** Il s'agit d'un ensemble monotone de micaschistes sombres, souvent pyriteux, estimé à 1000 -1500 m d'épaisseur. On y rencontre des niveaux métriques de microconglomérats et des passées volcaniques acides ou pyroclastiques. Une datation Pb/Pb sur des zircons volcaniques dans des tufs donne un âge de 545±15 Ma au sommet de la séquence qui représente la limite inférieure pour l'âge des dépôts. La partie supérieure de cet ensemble micaschisteux forme le groupe du "Roc Suzadou" (attribué à l'Ordovicien supérieur) qui serait en discordance avec les séries sous-jacentes dites du groupe de "St-Pons". Cependant, compte tenu de l'intense déformation qui affecte ces séries, une discontinuité tectonique n'est pas à exclure. Le groupe du "Roc Suzadou" renferme des conglomérats, des quartzites, et des schistes pouvant contenir des niveaux carbonatés.

SPf. **Schistes pélitiques, grès et quartzites clairs.** Ces roches de couleur blanche, verte ou jaune se développent vers l'Ouest (Arfons, La Loubatière)

Sa3-SPd-e. **Formation grésopélitique et carbonatée de Mas de Rieu (SPd-e) et de Nages (Sa3).** La formation de Mas de Rieu est lithologiquement très variée puisqu'on y place des grès, des quartzites, des micaschistes, des niveaux graphiteux, des gneiss à silicates calciques et des marbres. Cette formation montre d'importantes variations latérales, à l'est des massifs de l'Agoût et de Nore, son épaisseur est d'environ 300m alors qu'elle peut atteindre 700m plus à l'Ouest.

Les gneiss de Nages forment un ensemble de gneiss plagioclasiques à biotite contenant des niveaux de gneiss à silicates calciques et des marbres. Des niveaux graphiteux et des amphibolites s'y rencontrent également.

Sa2-SPc. **Formation méta-volcanique à volcano-sédimentaire : Gneiss de l'Orbiel (SPc) et Formation de Murat (Sa2).** Les gneiss de l'Orbiel sont des gneiss oeillés orthodérivés de composition acide à intermédiaire de caractère subalcalin pauvre en titane.

La formation de Murat est constituée de gneiss quartzo-feldspathiques leptynitiques en bancs décimétriques à métriques. Cette formation représente un complexe volcanique et volcano-sédimentaire dacitique, rhyodacitique et rhyolitique.

Sa1-SPb**. Ensemble inférieur méta-grésopélitique : Formations de Rieumajou (SPb) et de Puech-Plo (Sa1) – Protolithe du Néoprotérozoïque à Cambrien ?** La formation de Rieumajou formée de gneiss plagioclasiques à biotite et de micaschistes représente la partie inférieure de l'ensemble de gneiss-micaschiste constituent l'enveloppe du dôme migmatitique de la zone axiale de la Montagne Noire.

La formation de Puech-Plo comprend une base de gneiss plagioclasiques avec des niveaux de gneiss à silicates calciques et des amphibolites. Les parties intermédiaires et supérieures de cette formation sont formées respectivement de micaschistes et des gneiss plagioclasiques. On y trouve aussi des gneiss à biotite-grenat-sillimanite-cordiérite (ou kinzigites) dérivant probablement de shales.

koζ3C. **Orthogneiss des Cammazes et de Plaisance.** Les gneiss des Cammazes forment un corps de 30 km de long et 1200m d'épaisseur à l'Ouest de Mazamet. Au NW de la zone axiale de la Montagne Noire, les gneiss de Plaisance forment un second massif orthogneissique. Ces deux corps sont des plutons granitiques intrusifs dans les unités du versant nord de la Montagne Noire.

Il s'agit de gneiss à mégacristaux de feldspath potassique de taille variable du millimètre au centimètre. On regroupe aussi sous ce terme des gneiss fins pouvant résulter de la déformation plus intense des mêmes protolithes. On reconnaît aussi des paragneiss et des micaschistes interprétés comme des lambeaux d'encaissant et des amphibolites pouvant correspondre soit à des filons déformés soit des éléments de la série encaissante.

Aucune datation radiométrique n'est disponible pour ces roches. Un âge cambrien est parfois supposé car les deux plutons des Cammazes et de Plaisance occupent une position analogue au massif du Mendic intrusif dans la série du Cambrien inférieur (Grès de Marcory) du Versant nord de la Montagne Noire.

Pyrénées : Formations méta-sédimentaires à métamorphiques - Néoprotérozoïque à Cambrien

b0. **Métatexites inférieures.** Cette unité correspond aux séries gneissiques qui forment la base des massifs du Castillon et du Saint-Barthélémy, ainsi qu'aux écailles granulitiques de Lers et du port de Saleix. Ces gneiss sont hétérogènes, essentiellement paradérivés, et sont issus principalement de la transformation pendant le cycle varisque de grauwackes et de pélites d'âge probablement néoprotérozoïque. Ils montrent une alternance de bancs quartzo-feldspathiques et de bancs alumineux, associée à de fines intercalations de marbres, d'amphibolites, et de niveaux orthodérivés acides et basiques. La base de ces gneiss a été métamorphisée dans le faciès granulite et la partie supérieure dans le faciès amphibolite. L'ensemble de cette unité a été partiellement fondu, et les gneiss montrent souvent une texture de métatexite avec des ségrégations de niveaux quartzo-feldspathiques parallèles à la foliation. L'épaisseur visible de ces séries monoclinales est de l'ordre de 1 à 3 km. Dans les massifs du Castillon et du Saint-Barthélémy, la foliation, qui porte une linéation d'étirement orientée NNO-SSE, s'est développée pendant la rétromorphose en continuité avec le pic du métamorphisme granulitique, et est de plus en plus

mylonitique vers le sommet de l'unité. Dans ces deux massifs, le contact supérieur de ces gneiss correspond à une grande zone de cisaillement qui traduit un déplacement vers le sud du bloc supérieur. Ce contact est souligné par un épais niveau d'ultramylonites (Saint-Barthélémy) et/ou par des pseudotachylites (Saint-Barthélémy, Castillon). Des zones de cisaillement nettement rétromorphiques et localisées recoupent les gneiss et leur cinématique en faille normale traduit une extension globalement nord-sud. La base et les bordures de ces gneiss, en contact par faille avec les formations encaissantes plus jeunes, sont parfois intensément cataclasées.

Des granitoïdes de composition variée et orthogneissifiés par la déformation rétromorphique se rencontrent à tous les niveaux dans les gneiss. On observe principalement des lentilles décamétriques d'orthogneiss à gros yeux de feldspath potassique, et à biotite, sillimanite prismatique et grenat, qui, à la différence de faciès métamorphique près, rappellent les orthogneiss œillés des dômes de gneiss de la zone axiale. On observe également des faciès plus fin, à grenat, biotite et sillimanite prismatique, qui correspondent probablement à d'anciennes granodiorites. L'âge de ces roches magmatiques intrusives n'est pas connu.

Ces gneiss contiennent des lentilles de marbres d'échelle métrique à décamétrique. Ils ont une composition variable entre marbre pur composé de calcite uniquement et marbres à minéraux à diopside, scapolite, forstérite, grossulaire, quartz, feldspath, épidote, apatite, biotite, hornblende, sphène, zircon. On les trouve principalement à la base et au sommet de la série gneissique du Saint-Barthélémy, où ils sont largement impliqués dans la déformation et transformés en mylonites carbonatées. Ces marbres n'ont pas été observés dans le massif du Castillon.

Des roches magmatiques basiques et ultrabasiques sont rencontrés en lentilles d'échelle métrique à décamétrique dans ces gneiss, souvent associées aux marbres. La série la plus complète peut être observée au sud du massif du Castillon où se développe un complexe rubané composé de péridotites (dunites et harzburgites), gabbros, norites (paragénèse à orthopyroxène et plagioclase) et gabbronorites (paragénèse à orthopyroxène, clinopyroxène et plagioclases), amphibolites et amphibolites à saphirine (gédrite, corindon et zoïsite). La saphirine semble être formée par le métamorphisme d'une roche basique à corindon et spinelle, ainsi que par l'action de fluides riches en aluminium, magnésium et fer. Dans le massif du Saint Barthélémy, on observe des lentilles amphibolitiques de composition variée, à base de hornblende, plagioclase, et biotite, et dans lesquelles on peut trouver diopside, spinelle, grenat et quartz. Toutes ces roches résultent vraisemblablement de l'action du métamorphisme varisque sur un magmatisme intrusif basique d'âge inconnu (Varisque ou plus ancien).

b1. **Diatexites.** Cette unité migmatitique correspond à la partie supérieure du massif du Castillon, à l'unité intermédiaire du massif Saint Barthélémy, et à la base des massifs de l'Arize, des Trois-Seigneurs, de Milhas et de la Barousse. Dans la Zone Axiale, elle correspond à la plus grande partie du socle présent dans la fenêtre de Gavarnie, au petit dôme migmatitique du Chiroulet et à la partie sud-ouest du massif de l'Aston. Dans ce dernier massif, les diatexites se situent structuralement sous les orthogneiss de Riète et de Peyregrand qui sont également migmatitiques à proximité du contact, et qui correspondent à un laccolite granitique intrusif ordovicien (470 Ma).

Ces migmatites sont le produit d'une anatexie généralisée. Elles ont une structure en général rubanée marquée par une alternance de lits sombres (biotite ± sillimanite fibreuse, cordiérite...) et clairs (quartz, feldspaths, cordiérite, sillimanite). La structure peut devenir moins régulière, nébuleuse, et même disparaître totalement par homogénéisation. Elles contiennent des enclaves de roches métasédimentaires (marbres, gneiss à silicates calciques) non affectées par l'anatexie, ainsi que des corps de granites anatectiques de dimensions très variées. Les bancs de marbres sont d'épaisseur métrique à décamétriques et sont présents dans les migmatites de Gavarnie, de la base du massif de l'Arize, et dans l'Aston. On y reconnaît, comme dans le secteur de Gavarnie, des marbres purs de teinte claire (rive droite de la vallée de Héas, vallée de Touyères, etc.), des marbres impurs à calcite dominante, pouvant montrer litage ou rubanement, et des skarn à wollastonite (route du barrage des Gloriettes ; assises du gave d'Estaubé, de la forêt de Coumély). Cette grande variété de faciès en inclusion dans les migmatites témoigne de la grande hétérogénéité de la série sédimentaire originelle.

Les migmatites contiennent également tout un cortège d'intrusions magmatiques de composition mafiques (péridotites, gabbros, norites), intermédiaires (diorites et granodiorites), et acides (granites et leucogranites). Ces intrusions semblent s'être mises en place dans les roches constituant le protolithe des migmatites antérieurement ou au début de l'anatexie. L'ensemble migmatites et roches intrusives est déformé pendant et après l'anatexie. Les migmatites sont recoupées par des filons de pegmatites non déformés.

Les données thermobarométriques montrent que les conditions de l'anatexie étaient de l'ordre de 650 à 750°C pour des pressions de 3 à 5 kb. Les rares datations disponibles sur zircons et monazites ainsi que les relations entre des intrusions datées et les migmatites montrent que l'anatexie est indubitablement varisque, et qu'elle se situe à la transition Carbonifère - Permien entre 310 et 290 Ma.

La limite supérieure de ces séries migmatitiques correspond au passage diatexite - métatexite; elle est donc métamorphique et, à l'échelle régionale, sans doute oblique sur la stratigraphie. En conséquence, l'âge du protolithe des migmatites n'est pas clairement établi et est sans doute variable d'un massif à un autre. Un âge néoprotérozoïque - cambrien inférieur est le plus probable. Certaines parties sont certainement assimilables au Groupe de Canaveilles (de par leur caractère métagrauwackeux et la présence de marbres et d'amphibolites), d'autres, plus homogènes lithologiquement, peuvent représenter soit le haut du Groupe de Canaveilles soit éventuellement la base du Groupe de Jujols.

b2. **Métatexites supérieures.** Cette unité d'épaisseur variable correspond aux métapélites et aux métagrauwackes, modérément anatectiques, quasiment dépourvus d'intercalations de cipolins ou d'amphibolites, qui constituent la transition progressive entre, de haut en bas, les micaschistes kE et les diatexites b1. Ce sont donc des roches très hétérogènes, constituées d'un paléosome de micaschistes à biotite - sillimanite et un néosome quartzo-feldspathique en filons plus ou moins concordants avec la foliation, à texture granitique, pegmatitique ou aplitique. Ces formations

migmatitiques peuvent être assimilées au toit du Groupe de Canaveilles et/ou à la base du Groupe de Jujols de la ZA des Pyrénées orientales.

b-k. **Micaschistes et gneiss indéterminés, granites.** Dans cette unité ont été regroupées les roches du Paléozoïque inférieur et du Précambrien (micaschistes, gneiss, migmatites...) très altérées et non identifiables avec plus de précision.

Gr. **Granulites (en surcharge).** Des roches métamorphisées dans le faciès granulite de haute température / basse pression sont présentes dans les massifs nord-pyrénéens du Saint-Barthélémy et du Castillon, dans les écailles de socle du port de Lers et du port de Saleix, ainsi que sous forme de blocs remaniés dans certaines formations bréchiques (les Plagnaux). Le métamorphisme granulitique s'observe dans les métatexites b0, c'est à dire dans des séries para et orthogneissiques plus ou moins anatectiques à rares intercalations de marbres et de roches magmatiques de compositions variées, acide à ultrabasique. Le protolithe de ces roches correspond vraisemblablement à des séries sédimentaires néoprotérozoïques. Les granulites sont caractérisées par la présence d'assemblage grenat-feldspath potassique, l'abondance de la sillimanite prismatique, et l'absence de muscovite. Ces assemblages sont conservés dans des clastes de taille variée moulés par la foliation majeure, qui est rétromorphique.

On observe principalement des paragneiss alumineux (ou kinzigite s.l.) issus de la transformation de pélites, caractérisés par des assemblages à Gt/Fk/Cd/Bi/Sil prismatique. On observe également des paragneiss à orthopyroxène, sans silicate alumineux, issus vraisemblablement de la transformation d'un matériel de type grauwacke, et caractérisés par des assemblages à Opx/Gt/Pl/Fk/Bi et (rarement) Cpx/Opx/Pl. Des roches magmatiques cristallisées dans le faciès granulite, charnockites acides et basiques, à Qz/ Pl/Opx ± Gr/Bi/Cpx/Fk pour les termes acides et Pl/Cpx/Opx ± Amph/Gr/Bi pour les termes basiques, sont présentes sous la forme de sills intrusifs de taille variée, métrique à décamétrique, dans les métapélites. Enfin, de rares intercalations de marbres à minéraux d'échelle métrique sont caractérisées par des assemblages à diopside, grossulaire, forstérite, spinelle, sphène, hornblende, plagioclase, biotite.

Les études de thermobarométrie ont donné des conditions de cristallisation des assemblages granulitiques de l'ordre de 700-750°C / 4,5± 0,5 kb pour le massif du St Barthélémy, de 750-800°C / 7 ± 0,5 kb pour les écailles de Lers et Saleix, et de 650-750°C / 5 ± 1 kb pour le massif du Castillon. Le métamorphisme granulitique est d'âge varisque et a été daté par la méthode U-Pb sur zircon et monazite à environ 310-300 Ma dans le massif du Saint Barthélémy, ce qui est similaire aux âges obtenus sur d'autres granulites en dehors de la carte, dans le massif de l'Agly par exemple.

M-cont. **Métamorphisme de contact autour des plutons varisques (en surcharge).** Les plutons varisques (principalement ceux de Foix, Lacourt, Ercé, Bassiès, Salau, Bordère, Néouvielle, et Cauteret) sont entourés d'une auréole de métamorphisme de contact. L'élévation de la température accompagnant l'intrusion des magmas a

provoqué des transformations minéralogiques des terrains encaissants dans une zone dont la largeur varie de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres. La limite externe de ce métamorphisme est repérée sur le terrain par l'apparition, décelable à l'œil, de minéraux tels que la muscovite, la biotite et l'andalousite groupés en petits amas noduleux grisâtres ou en taches sombres millimétriques. À proximité des contacts intrusifs, la roche se transforme en cornéenne. Les calcaires massifs sont transformés en marbres à grands cristaux de calcite contenant parfois de gros grenats. Les calcaires rubanés présentent des paragenèses à calcite, grenat grossulaire souvent automorphe et de taille parfois centimétrique, épidote, diopside, amphibole, sphène. Les alternances calcaréo-pélitiques, en particulier celles de la base du Dévonien, ont donné des « barégiennes » à alternance de lits rosés et verts à grenat, pyroxène, épidote et amphibole, de lits blancs à calcite et pyroxène, et de lits sombres à micas noirs. Ce métamorphisme de contact a généralement respecté dans leur intégralité les structures sédimentaires originelles (rubanements, microrythmes). Les températures estimée à partir des assemblages du métamorphisme de contact varient entre 200 et 550°C. Ces roches sont souvent affectées par une rétromorphose d'intensité variable, se traduisant principalement par une déstabilisation de l'andalousite et de la cordiérite en micas blancs et une chloritisation de la biotite. Le métamorphisme de contact se superpose à un métamorphisme régional, mais le plus souvent, les zones de métamorphisme régional passent en continuité aux zones de métamorphisme de contact, les isogrades régionaux semblant simplement déviés autour des massifs.

2.2.3. Métamorphisme alpin

Ce métamorphisme est observé uniquement dans les Pyrénées.

Mi. **Mésozoïque indifférencié. Trias à Albien inférieur (251 - 110 Ma). Marbres, cornéennes.** Entre le plateau de Sault et la Garonne, la série mésozoïque métamorphique située le long de la FNP constitue un ensemble autrefois qualifié de 'complexe marmoréen'. Principalement constituée de marbres à minéraux (scapolite, orthose, mica blanc, trémolite, talc, titanite, pyrite) généralement de teinte claire et attribués à un ensemble indifférencié d'âge triasique, liasique, ou jurassique moyen à aptien, on y trouve également des métapélites sombres autrefois qualifiées de 'cornéennes', attribuées selon leur position lithostratigraphique au Lias supérieur ou à l'Albien. Cette série métamorphique est étroitement associées aux diverses brèches métamorphiques auxquelles elles passent par transition plus ou moins progressive.

La cartographie détaillée de ces marbres et les progrès de leur lithostratigraphie ont cependant permis de limiter leur extension géographique dans les deux régions suivantes en précisant leur attribution stratigraphique. Dans la Haute vallée de l'Ariège, les marbres mésozoïques indifférenciés sont compris entre les marbres dolomitiques du Dogger à la base et des métapélites, en fait des marbres noirs à biotite schistosés, attribuables aux anciennes Marnes à *Deshayesites* de l'Aptien inférieur au sommet. Ils correspondent donc aux diverses formations du Malm, du Néocomien et du Barrémien. Dans la Ballongue et à ses abords occidentaux, des marbres indifférenciés jurassiques

à aptiens sont limités aux seules petites écailles de la Bouigane qui de Castillon-en-Couserans à Portet d'Aspet traversent d'est en ouest le fossé albo-cénomanien de la Ballongue. Mais, immédiatement à l'ouest, dans le petit secteur traversé par le Ger au sud du Pont de l'Oule, les marbres indifférenciés représentent par contre les seules formations du Malm, du Néocomien et du Barrémien dans la mesure où ils surmontent les marbres dolomitiques du Dogger et que les métapélites de l'Aptien inférieur ne sont pas conservées au-dessus d'eux.

Br. **Brèches (représentées en surcharges).** La surcharge couvre deux types de brèches bien distinctes :

Brèches des flyschs crétacés nord-pyrénéens. Pendant l'Albo-Cénomanien et, à un moindre degré, jusqu'au Campanien *p.p.*, les flyschs crétacés de la zone nord-pyrénéenne et de ses écailles bordières renferment de fréquents et puissants prismes d'éboulis sous-marins. Traditionnellement qualifiés de « brèches chaotiques » ces dépôts grossiers et mal classés sont constitués de blocs jointifs mono ou polygéniques et parfois même d'olistolites, qui se sont le plus souvent accumulés par écroulement au pied des escarpements constamment rajeunis de failles synsédimentaires actives. Dans le Flysch noir albo-cénomanien, ils peuvent également renfermer des galets où même être localement associées à des poudingues polygéniques d'origine fluviatile. Leurs éléments sont issus de l'érosion locale des séries mésozoïques anté-rift (calcaires, dolomies, marnes, ophites), de la croûte continentale paléozoïque ou plus ancienne (gneiss, micaschistes, quartzites, calcaires, granites), et parfois même des sédiments pénécontemporains des plates-formes voisines. Ces brèches constituent principalement le faciès le plus original du Flysch noir dans lequel leur épaisseur peut atteindre jusqu'à 3000 ou 4000m au pied des accidents bordiers actifs du rift albo-cénomanien (faille nord-pyrénéenne et futur chevauchement nord-pyrénéen). Au Crétacé supérieur, elles sont essentiellement localisées dans les écailles bordières de la haute chaîne le long de la faille nord-pyrénéenne (jusqu'à 1000m dans le flysch d'Uchentein).

Brèches de la zone nord-pyrénéenne interne. Une bréchification parfois intense affecte les formations mésozoïques de la zone nord-pyrénéenne, en particulier dans les domaines affectés par le métamorphisme crétacé. Ces brèches diffèrent par la nature de leurs clastes, la proportion et le degré de recristallisation de leur matrice.

Elles sont principalement constituées par des débris de marbres foliés et de lherzolite qui s'associent en proportion variable, de 100% de marbre (brèches dites « marmoréennes ») à 100% de lherzolite (brèches dites « lherzolitiques »), en passant par un mélange des deux en proportion diverses (brèches dites « calcaro-lherzolitiques » ; Lacroix, 1895 ; Ravier, 1959). En fonction des variations de leurs principaux caractères (composition, texture, structure, liant), elles présentent ainsi de multiples faciès à l'origine des nombreuses interprétations de leur mode de formation qui ont été proposées depuis la fin du XVIIIe siècle (voir les grandes lignes de l'historique in Debroas et Azambre, 2012).

Les plus courantes sont les brèches dites marmoréennes massives, mono à polygéniques et constituées d'éléments diversement classés de marbre blanc ou gris,

parfois déformés et foliés, souvent à minéraux, et plus localement de schistes noirs du Lias supérieur et de cornéennes tachetées du Trias supérieur liés par un ciment de carbonaté (calcite, dolomite) sparitique à microsparitique, le plus souvent non déformé et pouvant parfois présenter quelques minéraux néoformés du métamorphisme pyrénéen (phlogopite, scapolite). Leurs contacts avec les marbres intacts sont le plus souvent graduels aussi bien pour les amas de brèches au sein des marbres que pour les paquets de marbres au sein des brèches.

Les brèches lherzolitiques sont massives, monogéniques et constituées par des éléments des péridotites et des roches associées y compris celles du magmatisme albien. Leurs éléments sont liés par une litharénite formée des minéraux désagrégés des mêmes roches. Elles peuvent s'observer par exemple le long de la bordure sud du massif de Lers.

Les brèches dites calcaro-lherzolitiques s'observent principalement autour des principaux massifs de lherzolite (Prades - Caussou - Bestiac - Urs, Vicdessos - Lers), mais aussi sporadiquement au sein des brèches marmoréennes. Ce sont des brèches polygéniques constituées en proportions variables par des éléments anguleux à subanguleux de marbre et de péridotite, et parfois d'ophite, de schistes, ou même des fragments d'autres brèches, qui sont jointifs ou bien flottants dans un liant de litharénite lherzolitique, de calcarénite ou parfois même de micrite beige. On observe fréquemment une transition à l'échelle métrique à décamétrique entre des brèches 100% carbonatées et 100% lherzolitiques. Des clastes de lherzolites sont également souvent observé loin de toute lherzolite massive.

Des dépots karstiques stratifiés et laminées sont sporadiquement observés. Autour de Lers, ils remplissent une douzaine d'étroits puits karstiques verticaux entaillés soit dans les brèches marmoréennes, soit au contact entre ces brèches et les lherzolites. Un tel mode de gisement, une tectonisation peu importante (léger basculement, fractures) et l'absence notable de transformation métamorphique à récemment conduit à les attribuer à des dépôts continentaux discordants et donc postérieurs à l'inversion structurale finicrétacée (Debroas et Azambre, 2012 ; Canérot et al. 2012, Debroas et al., 2013).

M-c. **Crétacé. Métamorphisme pyrénéen** (représenté en surcharge). Un métamorphisme régional de type haute température - basse pression et d'intensité variable (méso- à anchizonal), traditionnellement qualifié de pyrénéen, a affecté les séries nord-pyrénéennes d'âge triasique à Crétacé supérieur.

Il est principalement localisé le long d'une bande est-ouest appelée zone interne métamorphique (ZIM), qui est située entre la faille nord pyrénéenne et les massifs nord-pyrénéens du Saint-Barthélémy, des Trois-Seigneurs, de Milhas et de la Barousse. Vers l'ouest, à partir du massif du Castillon, cette bande s'élargit et se divise en deux branches parallèles séparées par les chaînons calcaires de la ZNP.

Les roches représentatives des transformations les plus poussées de ce métamorphisme pyrénéen correspondent à :

1/ des marbres clairs à scapolite, orthose, plagioclase, chlorite, amphibole, clinopyroxène, épidote provenant des calcaires et des dolomies du Trias, du Jurassique et du Crétacé inférieur ;

2/ des marbres noirs à scapolite, orthose et plagioclase, muscovite, biotite, amphibole, clinopyroxène dérivés de certaines marnes du Lias supérieur et ou de l'Albo-Aptien de composition assez variable (calcaro-gréso-pélitique) ; souvent durs et très compacts ils étaient traditionnellement qualifiés de « cornéennes » bien qu'ils soient schistosés.

3/ des schistes ardoisiers peu fissiles à orthose, plagioclase, muscovite, biotite, sillimanite ou andalousite, cordiérite correspondent aux pélites silico-alumineuses de certains niveaux du Lias et surtout du Flysch noir albo-cénomanien ; bien qu'ils soient également schistosés ces derniers étaient qualifiés de « cornéennes » dans la Ballongue.

A ces diverses paragenèses sont aussi associés des minéraux accessoires tels que pyrite, tourmaline, rutile, ilménite, apatite et sphène.

Plus localement, ce métamorphisme est également responsable :

1/ de cornéennes tachetées noires à sphérules blancs de dipyre qui sont issues des argiles évaporitiques du Trias supérieur ;

2/ de gypse à minéraux (phlogopite, etc… ; Arignac, Betchat)

3/ de métaophites à amphiboles et scapolites dérivées des ophites à pyroxène et plagioclases ;

4/ d'une « dipyrisation » des séries anté-mésozoïques (par exemple du Dévonien du quart sud-est du St-Barthélémy), des granulites anté-alpines et des lherzolites au niveau de certaines de leurs fractures.

Ses manifestations tardives semblent également être responsables des néoformations présentes dans le ciment sparitique des brèches marmoréennes et de certaines brèches calcaro-lherzolitiques dont les éléments sont déjà des marbres à scapolites foliés (Brèches de Lers, de Bestiac).

Le métamorphisme affecte les séries mésozoïques après le Coniacien, jusqu'à la base du Campanien. Ses effets sont limités aux terrains mésozoïques et particulièrement aux flyschs turono-sénoniens inférieurs (à l'est) à campanien inférieur (à l'ouest), schistosés, qui forment la couverture discordante de la bordure nord de la zone axiale.

L'analyse chimique des roches métamorphiques et de leurs équivalents non métamorphiques montre que globalement, le métamorphisme pyrénéen peut être considéré comme isochimique. Cependant l'abondance de scapolite - minéral riche en chlore et en sodium - dans certains marbres très pur montre qu'un apport de ces éléments par l'intermédiaire de fluides est parfois nécessaire, et montre l'existence d'un métamorphisme localement allochimique.

L'étude des relations cristallisation-déformation montre que le métamorphisme a commencé avant la première phase de déformation, que son paroxysme est globalement synchrone de cette première phase, et que localement il s'est exercé sur des roches n'ayant pas subi de déformation. La présence de scapolites non orientées dans des marbres foliés montre que les circulations de fluides salés peuvent continuer après la fin de la déformation synmétamorphe.

L'étude thermobarométrique des métapélites montre des températures maximum de l'ordre de 500-600°C et des pressions le plus souvent de l'ordre de 0,5 - 1,5 kb avec des maximums autour de 3 à 4 kb. Des mesures de paléotempératures par spectroscopie Raman de la matière organique confirment ces températures maximum, ainsi que leur répartition, jusqu'à 600°C et au-delà dans la partie orientale de la carte jusqu'à la région de l'étang de Lers, et autour de 400-450°C, localement jusqu'à 550°C plus à l'ouest (Ballongue, Baronnies, vallée d'Aure). Il s'agit donc d'un métamorphisme de type haute température - basse pression. Les isogrades, perturbés par les différentes phases tectoniques compressives ultérieures, sont très resserrés et subverticaux. Néanmoins, dans la Ballongue et les Baronnies le sommet de leur forme « en cloche » a été conservé au cœur des fossés albo-cénomaniens.

Les datations des minéraux néoformés lors du métamorphisme par les méthodes Ar-Ar, K-Ar et Rb-Sr montrent un métamorphisme qui commence dans l'Albien et qui à l'ouest se poursuit jusqu'au Coniacien (Baronnies), donc qui se déroule sur une durée d'environ 20 Ma (entre 105 et 87 Ma), avec des âges majoritairement groupés dans le Cénomanien et le Turonien (99-89 Ma). L'ensemble des données montre que le métamorphisme pyrénéen est provoqué par une anomalie thermique d'origine mantellique associée au rifting et à l'exhumation du manteau provoqués par la dérive de la plaque Ibérie par rapport à l'Europe au Crétacé entre 110 et 85 Ma. L'association spatiale entre les terrains les plus métamorphiques et les péridotites (régions d'Arguenos-Moncaup, de Lers, de Caussou-Prades) ne traduit pas un métamorphisme de contact mais un flux de chaleur plus élevé aux endroits où la croûte a été le plus amincie. L'association fréquente des lherzolites avec des massifs de granulites varisques montre que localement cet amincissement a pu aller jusqu'à une dilacération complète de la croûte continentale.

De la saphirine a été décrite dans des zones de brèche au contact ou à proximité des lherzolites (d'est en ouest : Caussou, Freychinède, Lers, Plagnole, Tuc Desse et Arguenos), brèches qui contiennent également phlogopite, anthophyllite, tourmalines, rutile, et kornérupine. Les assemblages primaires anté-bréchification de ces roches montrent des conditions P – T analogues à celles des amphibolites à saphirine du massif du Castillon. Ces minéraux pourraient être issus d'anciennes amphibolites à saphirine varisques, bréchifiées et métasomatisées secondairement par des saumures à l'alpin.

talc. **Talc et chlorite** (représenté en ponctuel). Des occurrences talco-chloriteuses sont présentes dans la zone pyrénéenne de la région Midi-Pyrénées allant du simple indice au gisement en exploitation. Elles sont principalement situées dans les formations anté-mésozoïques, et toujours associées à des zones tectonisées. Les principaux gisements, la Porteille et Trimouns, sont localisés dans le massif nord-pyrénéen du

Saint-Barthélémy. Seul le gisement de Trimouns, exceptionnel tant par son volume (c'est la plus grande exploitation de talc du monde) que par la qualité de ses minerais, fait l'objet d'une activité minière. A Trimouns, c'est l'altération hydrothermale des carbonates dolomitiques du Paléozoïque inférieur formant le toit du gisement qui a permis la formation du talc. Les minéralisations chloriteuses associées sont dues à la métasomatose des roches silico-alumineuses formant le mur du gisement (micaschistes, gneiss, granites, et pegmatites varisques).

La formation du talc a été datée entre 120 et 95 Ma par datations U-Pb classiques et in-situ sur xénotimes, titanites, allanites, monazites, et rutiles hydrothermaux cristallisant lors de la talcification. La datation des minéraux associés à la chloritisation, titanites et rutiles principalement, montre l'existence de plusieurs phases hydrothermales entre le Permien et le Crétacé. L'étude des inclusions fluides a permis de calculer des conditions de formation du talc à 250 - 300°C et environs 1,5-2 kbar (4 - 6 km de profondeur). Les fluides associés à la formation du talc sont salés.

Le talc est l'un des résultats de l'intense activité d'un système hydrothermal de longue durée et d'échelle régionale, dont l'une des autres évidences est constituée par le grand nombre d'albitites, maintenant datées à l'Albien (118 - 98 Ma). L'ensemble de ces données montre que la formation du talc est due à des processus géologiques liés à une extension et à des décrochements, ainsi qu'à une exhumation et une serpentinisation du manteau sous continental, c'est à dire à un contexte géodynamique de type marge passive hyper-étirée.

2.3. ROCHES MANTELLIQUES

π2. **Crétacé. Lherzolites.** La présence de lherzolites à l'affleurement est l'une des caractéristiques originale et principale de la chaîne des Pyrénées. La lherzolite, qui est l'un des constituants principal du manteau supérieur terrestre, est une roche magmatique massive, à forte densité (d=3,3), d'un vert aux nuances variables et à croûte d'altération brune à orangée. L'étang de Lers (anciennement Lherz) en Ariège en est la localité type. C'est une roche ultramafique, c'est à dire une roche pauvre en silice et riche en Fe et en Mg, et une péridotite car elle constituée par 50 à 60 % d'un péridot verdâtre à jaunâtre (l'olivine qui en s'altérant donne sa teinte brune à la roche), par deux pyroxènes (enstatite gris beige, de 25 à 30 % ; diopside vert émeraude, de 5 à 15 %) et par un spinelle chromifère noir (la « picotite », de 2 à 3%). Une vingtaine d'autres minéraux nettement moins fréquents mais tout aussi importants pour la reconstitution de l'évolution des lherzolites sont également présents. Il s'agit soit d'amphiboles (pargasite), d'oxydes (magnétite) ou sulfures de fer (pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, pentlandite, mackinavite), soit de microminéraux de métaux précieux (platine, palladium, ruthénium, osmium, irridium, or). Sur le territoire couvert par la carte, les lherzolites constituent des affleurements très nombreux, les 3/4 des massifs pyrénéens étant situés dans la région Midi-Pyrénées, et de taille très variable. Les plus importants occupent des surfaces de l'ordre du km^2; d'est en ouest, ce sont les massifs du bois de la Pinouse au-dessus de Prades, de la forêt de Freychinède entre Lers et Vicdessos, de l'étang de Lers, et d'Arguenos-Moncaup. Autour et à l'écart de ces massifs, la lherzolite s'observe en une multitude de plus petits massifs, de taille hectométrique à décimétrique, essentiellement dans les secteurs de Prades (pics de

Géral et de Scaramus), Caussou (bois du Fajou), Bestiac, Urs, Lercoul, Sem, Vicdessos, Ercé, Sentenac d'Oust, Castillon en Couserans, Portet d'Aspet, Avezac et Espechère.

Les massifs de péridotite sont tous principalement constitués de lherzolite (environ 15% de cpx), mais ils montrent un litage marqué par la présence de lentilles métriques à décamétriques de harzburgite (moins de 5% de cpx). La lherzolite est elle-même litée et contient de nombreux niveaux de webstérite et de pyroxénite à grenat (Ariégite), d'échelles centimétriques à décimétriques. L'ensemble est recoupé par des filons et des veines de pyroxénites à amphiboles et de hornblendites, qui représentent les résidus des magmas alcalins crétacés ayant transité à travers le manteau supérieur à la fin de son exhumation au Crétacé. Les données structurales et géochimiques sur les péridotites de Lers montrent que la lherzolite a été formée par une réaction de refertilisation de la harzburgite par des magmas basaltiques. Les données thermobarométriques indiquent des conditions de cristallisation des assemblages magmatiques de l'ordre de 1350°C et 14-18 kb. Les structures visibles dans les péridotites indiquent deux stades de déformation plastique associés à des recristallisation. Un premier stade de haute température (950°C et 8 - 17 kb) s'exprime par une orientation préférentielle de forme des minéraux et une foliation pénétrative, et un deuxième stade, de plus basse température (600-750°C et 9 kb) s'exprime par une déformation plus localisée, une réduction de la taille de grains et la formation de mylonite voire d'ultramylonite.

La serpentinisation des lherzolites est très variable aussi bien à l'échelle régionale qu'à l'échelle locale. Elle est globalement plus intense d'est en ouest (par exemple très faible à Lers et importante à Portet d'Aspet) à l'échelle de la carte mais aussi à celle des Pyrénées. Certains massifs de l'est de la chaine, comme celui de Bestiac, montrent cependant une serpentinisation très hétérogène, avec des blocs de taille déca à hectométriques complètement serpentinisés qui en jouxtent d'autres qui ne le sont pas du tout. Les serpentinites pyrénéennes sont constituées des 3 types de serpentine, la lizardite et le chrysotile principalement, ainsi que l’antigorite plus localisée dans les massifs ayant subi une déformation. On peut distinguer trois phases de serpentinisation majeures, une première phase pénétrative donnant une texture maillée (mesh), une deuxième phase caractérisée par des veines fibreuses ou de type crack-seal, le plus souvent constituées de chrysotile, et pour finir une troisième phase caractérisée par la formation de veines d’antigorite, qui cristallise à partir de chrysotile pré-existant, en réponse à une déformation. L’importance de la serpentinisation observée dans les lherzolites pyrénéennes et les données récoltées sur l’origine des fluides l'ayant produite, montrent que ces fragments de manteau ont été mis en contact avec des eaux de mer pendant leur exhumation.

Deux types de gisement sont indiqués par les relations de terrain entre les lherzolites et leur encaissant. Dans le premier, que l'on peut observer dans les secteurs de la Ballongue, d'Arguenos-Moncaup, Avezac, et Espechère, les lherzolites forment des écailles tectoniques impliquées dans des détachements extensifs crétacés inversés par la tectogenèse pyrénéenne. On les observe sous la forme d’écailles décamétriques à pluri-hectométriques associées à des lentilles tectoniques de matériel crustal. Dans le second, que l'on peut observer par exemple à Prades, Caussou, Bestiac, Vicdessos,

et Lers, les lherzolites s'observent en éléments de tailles variables parfois cataclasés et diversement serpentinisés, emballés dans des brèches carbonatées. L'interprétation de leur mise en place au sein des sédiments mésozoïques nord-pyrénéens est étroitement liée à l'interprétation des diverses brèches mono et polygéniques qui constituent la plus grande partie de la zone où elles affleurent. C'est un sujet controversé qui fait encore l'objet de deux interprétations distinctes. Pour l'une, il s'agit essentiellement de cataclasites qui témoignent d'une extrusion post-rift du manteau dans les marbres mésozoïques des étroits fossés albo-cénomaniens dont l'inversion structurale s'achèvera à la fin du Crétacé par une exhumation subaérienne enregistrée par de rares brèches sédimentaires continentales, discordantes et non métamorphiques (Brèches des Coumettes à Lers). Pour l'autre, les lherzolites constituent des clastes de diverses tailles, du grain monominéral millimétrique à l'olistolite pluri-hectométrique, emballés dans des écoulements monogéniques ou polymictiques de débris impliquant principalement les sédiments mésozoïques; elles résultent donc de processus tectono-sédimentaires associés à l'exhumation du manteau dans un contexte d'amincissement crustal extrême.

2.4. ROCHES MAGMATIQUES ET VOLCANIQUES

2.4.1. Formations magmatiques et volcaniques du cycle varisque

d6-7ηCA**. Dévonien supérieur (385 - 359 Ma). Roches intermédiaires à basiques, à hornblende et biotite.** Ces roches sont des diorites quartziques à hornblende et biotites affleurent dans le nord de la carte où le massif de Capdenac constitue le pluton le plus grand. Elles sont intrusives dans l'unité de Leyme. Ce sont des roches mésocrates à mélanocrates à grain moyen ou gros , foliées, au moins sur les bordures des massifs. En lame mince, on observe du quartz, plagioclase (andésine), hornblende verte, biotite, plus rarement un feldspath alcalin. Epidote, sphène zircon, apatite et opaque sont les principaux minéraux accessoires. Ces roches ne sont pas datées, cependant par analogie avec des massifs comparables dans le Limousin, on leur attribue un âge Dévonien moyen à supérieur. Elles correspondent à la terminaison méridionale de la « ligne tonalitique du Limousin ».

d7-h1γCA**. Dévonien supérieur à Tournaisien (385 - 345 Ma). Granitoïdes calco-alcalins orientés ("orthogneiss" du Pinet).** Le massif du Pinet est un laccolithe de 35km de long et 2 500 m d'épaisseur maximale. L'ensemble du massif est folié de manière hétérogène. Pétrographiquement on distingue a) un faciès fin à petits yeux de feldspath potassique, albite, biotite et à quartz subordonné, b) un faciès porphyrique à quartz, feldspath potassique, oligoclase, muscovite et biotite chloritisée. Les mégacristaux de microcline perthitique peuvent atteindre des tailles pluricentimétriques. On regroupe dans cette catégorie les plutons de syénogranite et de monzogranites foliés de Comps-la-Granville et Trémouilles et des petites lames affleurant au sein de l'USG du Lévezou. Le laccolithe du Pinet contient des zircons et des biotites datés respectivement en U/Pb et $^{40}Ar/^{39}Ar$ à 360±20 Ma, et 346±7 Ma.

Dans le département du Lot, le granite folié du Célé est comparable au granite du Pinet, mais son âge n'est pas connu.

h2Mγ**. Viséen (345 - 326 Ma). Granite migmatitique à cordiérite du Laouzas, zone axiale de la Montagne noire.** Ce massif de granite occupe le cœur du dôme migmatitique de la zone axiale dont une toute petite partie affleure sur la carte de la Région Midi-Pyrénées. Ses limites avec l'encaissant migmatitique sont diffuses, car le passage entre les migmatites à cordiérite, présentant des concentrations en leucosomes variables, et le granite d'anatexie à cordiérite du Laouzas est progressif. Les deux lithologies, migmatites et granite du Laouzas, traduisent simplement l'évolution de la fusion crustale. Ce granite est très hétérogène, il renferme de nombreuses enclaves (xénolites) des roches encaissantes (orthogneiss, paragneiss, micaschistes, marbres) correspondant aux restites ayant produit le magma granitique. Contrairement aux métatexites, le granite du Laouzas n'est pas folié à l'échelle macroscopique, néanmoins, des orientations préférentielles de biotite et feldspath peuvent être observés en lame mince. En outre, une étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique a montré que ces roches granitiques possèdent une structuration en accord avec celle des migmatites et développée lors de la formation du dôme. Dans le détail, on pourrait distinguer plusieurs types pétrographiques : 1) granodiorites quartziques à quartz, plagioclase, (andésine, oligoclase), biotite, cordiérite, et feldspath potassique hérité du protolithe ; 2) granites monzonitiques leucocrates à biotite, plagioclase zoné, feldspath potassique ; 3) granites leucocrates à nodules de cordiérite-quartz, orthose perthitique, biotite, grenat ±sillimanite ; 4) granites hololeucocrates à quartz, orthose perthitique.

Les zircons ont donné des âges U-Pb (sonde ionique) à 333±6 Ma, et 552±5 Ma. Les premiers sont interprétés comme ceux de la cristallisation du magma granitique et les seconds comme reflétant l'âge du protolithe.

h2ζγAl**. Viséen (345 - 326 Ma). Leucogranites-granites foliés à biotite + muscovite ou grenat, zone axiale de la Montagne noire.** Plusieurs lanières de granite folié à biotite, muscovite, grenat occupant la partie nord et nord-ouest de la zone axiale de la Montagne Noire sont rassemblées sous le nom de « granite de Montalet ». Il s'agit probablement de laccolithes de quelques centaines de mètres d'épaisseur concordant avec la foliation des gneiss et des migmatites. Contrairement au granite migmatitique du Laouzas, le granite de Montalet présente des contacts francs avec son encaissant. La foliation de ces granites se développe à l'état subsolidus comme le suggère l'orientation préférentielle des biotites et des plagioclases et l'absence fréquente, sauf sur certaines bordures de textures de recristallisation du quartz. Au microscope, le granite de Montalet contient du quartz, du plagioclase (oligoclase) et du feldspath potassique. On peut y séparer deux faciès distincts i) à biotite, sans grenat, ou ii) à grenat (almandin) et biotite rare. Géochimiquement, il s'inscrit dans une lignée magmatique différenciée calco-alcaline ferrifère. Le granite de Montalet contient des zircons et des monazites ayant livré des âges U-Pb (sonde ionique) et chimiques (U-Th-Pb, microsonde électronique) respectivement à 324±3 Ma et entre 327 et 324 Ma. A proximité de la faille de Graissessac, un faciès mylonitisé contient des zircons dont les cœurs et les bordures sont respectivement datés à 321± 3 Ma et 294±1 Ma. Le premier âge est en accord avec ceux obtenus sur des faciès moins déformés du centre

du massif, il représente l'âge de l'intrusion. Le deuxième âge correspond aux circulations hydrothermales contemporaines du fonctionnement de la faille de Graissessac lors de l'ouverture du bassin Carbonifère supérieur de Graissessac. Le granite de Montalet contient également des zircons hérités à 500 Ma. L'ensemble des caractéristiques pétrostructurales et géochronologiques conduisent à interpréter ce massif comme un pluton syntectonique contemporain de l'anatexie de la zone axiale de la Montagne Noire.

h3γAl**. Serpukhovien à Bashkirien (326 - 311 Ma). Granite alumino-potassique, à biotite +/- muscovite, de la Margeride-Entraygues.** Dans l'emprise de la carte de la région Midi-Pyrénées, le « granite d'Entraygues » représente la terminaison occidentale du vaste pluton de la Margeride dont il est séparé par le plateau basaltique de l'Aubrac. La roche est un granite porphyrique de teinte gris-bleue dans laquelle les mégacristaux de feldspath potassique (orthose perthitique) peuvent atteindre 10 cm de longueur. Ils contiennent communément des inclusions de quartz, plagioclase, biotite. La mésostase est composée de quartz, plagioclase zoné (andésine-oligoclase), orthose perthitique, biotite souvent chloritisée et muscovite secondaire. Chimiquement, le granite de la Margeride est un monzogranite calco-alcalin potassique. Ce granite est recoupé par des leucogranites en filons ou en stocks. Le granite de la Margeride est un laccolithe de plus de 5 km d'épaisseur ployé en grands plus droits kilométriques d'axe NW-SE. En fonction de la concentration en biotite et en mégacristaux, trois types pétrographiques ont été distingués. Le faciès sombre, à l'Est correspond à la partie basale du laccolithe, il n'est pas représenté sur la carte. Le faciès moyen constitue l'essentiel de la masse affleurante du pluton, et le faciès clair se développe à l'Ouest du massif dans la partie supérieure du laccolithe, à l'Est d'Entraygues, le long de la vallée du Lot. Le monzogranite de la Margeride a été daté à 323± 12Ma par la méthode Rb/Sr sur roche totale. Des âges U-Pb de 314± 3 Ma et de 309+17/-5 Ma ont été obtenus respectivement sur monazite et zircon. En outre, des datations 30Ar/40Ar sur biotite donnent des âges de refroidissement à 310± 3 Ma et 306± 3 Ma

M-cont. **Métamorphisme de contact** des plutons granitiques (voir partie 2.2.2. Métamorphisme Varisque page 67).

h4-r1γ**. Serpukhovien à Cisuralien (326 - 270 Ma). Monzogranites, granodiorites à biotite**

- **Pyrénées**

Ces roches constituent l'essentiel des grands plutons de la Zone axiale et de la Zone nord-pyrénéenne : Cauterets occidental et oriental, Néouvielle, Bassiès et Quérigut, ainsi que des plutons de plus petite taille (Bordères, Lacourt, Ercé, Trois-Seigneurs, Foix). Ces plutons sont caractérisés par une zonation progressive avec des faciès relativement basiques (gabbros, gabbro-diorites, tonalites) en périphérie passant à des granodiorites puis des monzogranites en allant vers le centre. Ces monzogranites et granodiorites sont de type calco-alcalin à tendance hyperalumineuse. Ils sont généralement à grain moyen, plus ou moins porphyriques, constitués de quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite et amphibole (dans les faciès relativement

externes). L'origine des magmas est discutée mais il est généralement admis un mélange de contributions mantellique et crustale.

Les textures sont pour la plupart caractéristiques de l'état magmatique à submagmatique avec des foliations généralement parallèles aux bordures et des linéations d'étirement NE-SW. Elles sont recoupées localement par des bandes mylonitiques E-W à NNW-SSE. Ces éléments structuraux montrent que ces granitoïdes se sont mis en place en contexte transpressif dextre et sont synchrones de la déformation hercynienne majeure D2. Les âges de mise en place, de mieux en mieux définis, se placent pour la plupart dans une fourchette de temps relativement courte entre 309 et 299 Ma., donc du Carbonifère supérieur à terminal.

- **Massif Central**

On a regroupé dans ce caisson plusieurs plutons circonscrits à bords francs. Dans la partie sud du Massif Central, il s'agit des massifs des Martys, du Lampy, d'Anglès et du Sidobre qui sont soit des monzogranites soit des granodiorites. Mais ces plutons peuvent présenter des âges très étalés dans le temps. Certains de ces âges, déterminés alors que les méthodes analytiques possédaient une précision insuffisante, doivent être considérés avec circonspection.

Le pluton des Martys est nettement sécant sur la terminaison occidentale du dôme gneissique de la zone axiale. Il présente une organisation verticale avec un faciès riche en biotite à sa base et un faciès leucocrate à son toit, et possède un chimisme calco-alcalin. Une datation Rb/Sr ancienne lui attribue un âge à 300±3 Ma.

Le granite du Lampy est un laccolithe folié et intrusif dans l'enveloppe métamorphique de la zone axiale de la Montagne Noire. Il s'agit pour l'essentiel d'une granodiorite, avec des faciès leucocrates au sommet.

Le pluton d'Anglès forme un massif allongé de 13 km parallèlement à l'axe du dôme de la zone axiale. Il contient de nombreuses enclaves de paragneiss. En lame mince, on rencontre du quartz, plagioclase, orthose, biotite. Sa composition chimique le situe dans le champ des monzogranites-granodiorites alumineuses et potassiques. La monazite a livré un âge chimique U-Th-Pb à 325±7 Ma

Le massif du Sidobre forme aussi une lame de 2 à 3 km d'épaisseur intrusif dans les séries paléozoïques du versant nord de la Montagne Noire. Le granite du Sidobre est une roche massive, de couleur claire, grenue, hétérogranulaire avec fréquemment une tendance porphyrique. Les mégacristaux automorphes de feldspath potassique ont une taille centimétrique et une répartition homogène dans la roche. On distingue un faciès central de «granodiorite bleue porphyrique» et un faciès de bordure ou « granite clair sans mégacristaux». Les enclaves du granite du Sidobre ont fait l'objet d'études détaillées. On reconnaît des enclaves surmicacées, des enclaves microgrenues microgranodioritiques et des enclaves tonalitiques. Les données gravimétriques indiquent que le granite du Sidobre est un laccolithe enraciné au SW et déversé vers le NE. Une auréole de métamorphisme de contact avec une zone interne de cornéennes massives à andalousite et une zone externe de schistes tachetés. Lorsque l'encaissant

est formé de dolomies, des skarns à trémolite, actinote, talc, grossulaire et diopside et idocrase se développent. Les âges disponibles pour le granite du Sidobre sont de 281±36 Ma (Rb/Sr, roche totale) et de 304±8 Ma sur biotite.

A l'est du Sillon Houiller, dans la région de Villefranche-de-Rouergue, affleurent les deux plutons de Peyrusse-le-Roc au Nord et Sanvensa au Sud. Bien que souvent regroupés sous le nom de granite de Villefranche-de Rouergue, ils possèdent des compositions minéralogiques et chimiques différentes. La granodiorite de Sanvensa est une roche grise à quartz, feldspath potassique, plagioclase (oligoclase-labrador), biotite, hornblende verte et minéraux accessoires (zircon, ilménite, leucoxène). Un âge Rb/Sr sur biotite-muscovite-roche totale a été déterminé à 300 Ma. Le granite de Peyrusse-le-Roc est de teinte rosée, à faciès porphyrique. Les mégacristaux pluricentimétriques de feldspath potassique contiennent des inclusions de biotite, quartz, plagioclase. En lame mince, la mésostase autour des mégacristaux est constituée de quartz, plagioclase, biotite chloritisée, et de minéraux accessoires : zircon, apatite, ilménite, leucoxène. Chimiquement, il s'agit d'un granite monzonitique leucocrate dont l'âge radiométrique est inconnu.

Au Nord de la feuille, dans le département du Lot, les massifs de granite à biotite ou monzogranite sont essentiellement représentés par les plutons de Glénat et Calviac. Seule une petite partie du pluton de Glénat est représenté sur la feuille, l'essentiel du massif est exposé dans le Cantal. C'est un granite à biotite à grain moyen de teinte gris bleuté. La texture grenue équante ou porphyrique est composée de quartz, feldspath potassique, plagioclase (andésine-oligoclase), biotite, muscovite et accessoires (zircon, apatite, monazite, opaques). Les mégacristaux sont du microcline perthitique riche en inclusions de quartz, biotite et plagioclase. Ce granite contient des enclaves d'encaissant et également des enclaves biotitiques microgrenues de composition tonalitique à granodioritique. En outre, sur sa bordure occidentale, le granite de Glénat est représenté par un faciès de bordure granodioritique orienté. Les monazites de la partie nord de ce granite ont livré un âge chimique U-Th-Pb sur monazite à 321±4 Ma.

Le granite de Calviac En lame mince, on identifie du quartz, du plagioclase (andésine-oligoclase), feldspath potassique et biotite. Les enclaves basiques microgrenues (dioritiques à tonalitiques) sont abondantes. Sur le terrain les relations avec le leucogranite de Goulles (cf. paragraphe suivant) sont complexes. Les deux plutons résulteraient de la mise en place simultanée de deux magmas distincts et immiscibles. Bien que non daté l'âge obtenu pour le granite de Goulles à 324-323 Ma est probablement aussi celui du pluton de Calviac.

De petites masses de granite à deux micas affleurement au sein du monzogranite de la Margeride-Entraygues.

θ. **Varisque. Gabbro et diorites.** Ces roches forment les zones périphériques de certains des plutons de la Zone axiale, notamment Cauterets oriental (gabbros s. s.) et Bordères (gabbros quartziques). Les contacts avec les granodiorites situées dans les parties plus internes de ces plutons sont progressifs. On rencontre également des diorites et gabbros dans les migmatites de facies amphibolites affleurant dans la fenêtre de Gavarnie.

Il s'agit dans tous les cas de roches calco-alcalines comme les granodiorites et les monzogranites décrits précédemment. Les compositions minéralogiques sont comparables avec bien sûr des teneurs en minéraux ferromagnésiens (biotite, amphibole, éventuellement pyroxène) beaucoup plus importantes et des teneurs en quartz faibles.

Les textures et les âges ne sont pas différents de ceux des granodiorites et monzogranites.

h5-r1Lγ**. Kasimovien à Cisuralien (306 - 270 Ma). Leucogranites alumino-potassiques à biotite et/ou muscovite et parfois tourmaline.** Dans les Pyrénées, Ils forment des filons et des stocks de tailles très variables intrusifs dans les séries méta-pélitiques de grade métamorphique assez élevé (zones à andalousite et surtout à sillimanite). Ce sont notamment les leucogranites de Tramezaygues et de Bossòst, situés respectivement au nord-ouest et nord-est du petit pluton "stratoïde" de Lis-Caillaouas.

Les leucogranites de Tramezaygues sont isogranulaires, à grain fin, hyperalumineux, à deux micas, avec ou sans tourmaline. Leur foliation est subparallèle à celle des micaschistes encaissants.

Les leucogranites de Bossòst sont également hyperalumineux, mais aussi fortement sodiques, à quartz, plagioclase sodique, microcline, muscovite, rare biotite, tourmaline, parfois cordiérite et grenat. Ils sont sécants sur leur encaissant.

Ces leucogranites ont été interprétés soit comme syntectoniques précoces, soit comme tardi-tectonique mais on ne dispose d'aucune datation géochronologique fiable.

En Montagne Noire, il s’agit des plutons du Soulié et de Secun-Combespinas intrusifs dans les orthogneiss et les migmatites de la zone axiale. Le granite du Soulié est un granite monzonitique à deux micas à quartz, plagioclase (albite-andésine), orthose, biotite, muscovite, zircon, apatite. La monazite de ce pluton donne un âge chimique U-Th-Pb de 318±4 Ma. Le pluton de Secun-Combespinas est un granite rose à orthose, quartz, plagioclase (albite-andésine), muscovite, tourmaline, grenat, rare biotite. La sillimanite peut former des nodules, des placages ou des inclusions dans la muscovite. Chimiquement, ces granites présentent des caractères de magmas sodi-potassiques très évolués. Ils sont datés entre 305 et 282 Ma (Rb/Sr, roche totale). A titre de comparaison, dans la partie orientale de la zone axiale, le pluton du Vialais, comparable à celui du Soulié mais nettement sécant sur la foliation a donné un âge chimique U-Th-Pb sur monazite à 320±3 Ma.

Dans la partie nord de la feuille, des leucogranites intrusifs dans les micaschistes de l’Unité Para-autochtone du domaine du Millevaches forment le pluton de Goulles. Il

s'agit d'un granite à grain moyen isogranulaire et généralement équant et riche en muscovite. Bien que le plus souvent dépourvu d'enclaves, il peut néanmoins renfermer des panneaux métriques à hectométriques de micaschistes, para- et orthogneiss. Inversement, les roches encaissantes peuvent être envahies par un réseau très dense de filons granitiques, pegmatitiques ou aplitiques formant le « chevelu » péri-plutonique du leucogranite de Goulles. Ce vaste ensemble plutonique est allongé N-S ou NNW-SSW parallèlement à la direction structurale dominante du massif du Millevaches. Au microscope, on reconnaît du quartz, du plagioclase (albite-oligoclase), orthose, muscovite et biotite, ainsi que des minéraux accessoires : zircon, apatite, monazite. Le pluton de Goulles est daté par la méthode Rb/Sr sur roche totale et par la méthode chimique U-Th-Pb sur monazite à 324-323 Ma.

hΣβ2. **Stéphanien à Permien (306 - 270 Ma). Volcanisme du Massif Central et des Pyrénées**. Le volcanisme stéphano-permien des Pyrénées est subdivisé en cinq épisodes. Seul le cinquième épisode, permien, est représenté sur la carte, dans les secteurs de Labastide-de-Sérou, Niort-de-Sault, Sainte-Colombe, par des coulées métriques à plurimétriques de basaltes probablement alcalins (l'altération ne permet pas d'être affirmatif), alors que le volcanisme des épisodes précédents était calco-alcalin. Cet épisode est intra-Saxonien, entre 290 et 272 Ma, et pourrait correspondre à une phase extensive.

Dans le bassin houiller de Figeac et de Decazeville, on reconnaît des basaltes alcalins, des trachytes et des rhyolites. A Figeac, il s'agit de coulées volcaniques (300 à 400 m de puissance) et de filons métriques. En lame mince, les basaltes présentent une texture microlithique préservée. Les phénocristaux sont constitués par des plagioclases (labrador), des pyroxènes ((bronzite-enstatite) et des minéraux phylliteux rétromorphosant de l'olivine. Les trachytes contiennent des phénocristaux de feldspath alcalin (sanidine, orthose), biotite et lépidomélane dans une matrice vitreuse ou microcristalline. Chimiquement il s'agit de laves alcalines potassiques (K_20 compris entre 6 et 11%). On reconnaît en outre dans ces bassins des cinérites de composition rhyolitique et trachytique (Brousse-Broquiès).

2.4.2. Formations magmatiques du cycle alpin

ω. **Trias à Jurassique. Ophites.** Les ophites sont des roches massives, sombres, qui par altération prennent la teinte verdâtre plus claire et l'aspect tacheté en « peau de serpent » auquel elles doivent leur nom (*ophis* = serpent, en grec) et qui est dû à leur texture faite soit de grands cristaux de pyroxène englobant des petits cristaux de plagioclase, soit de lattes de plagioclases jointives englobant des petits cristaux de pyroxène. Il s'agit de roches magmatiques généralement microgrenues et à composition de dolérites d'affinité tholéiitique. Elles se sont mises en place dans les argiles évaporitiques du Trias supérieur sous la forme de sills intrusifs souvent très épais (jusqu'à quelques centaines de mètres) au contact desquels se développe un

léger métamorphisme de contact. Elles s'observent encore dans leur position originelle soit dans certains sondages du Bassin d'Aquitaine, soit plus rarement à l'affleurement dans les Pyrénées (Saint-Girons et Labastide de Sérou). Néanmoins, leur âge triasique ou crétacé été longtemps discuté car les tectoniques alpines (diapirisme et extension crétacées puis plissements crétacé supérieur et cénozoïque) les a morcelés en massifs de taille variable (de plusieurs km à quelques m) et les a déplacées à travers les divers sédiments mésozoïques où elles jalonnent les grands accidents (Lourdes, Betchat, p. ex). Les datations radiochronologiques leurs donnent un âge de 199 Ma soit au voisinage de la limite Trias-Jurassique. A l'est de Saint-Girons, les tufs à bombes volcaniques de Ségalas (Rimont), interstratifiés entre les argilites rhétiennes et les calcaires hettangiens supérieurs, sont maintenant attribués aux seules manifestations effusives connues de cet épisode magmatique. La genèse de ce magmatisme résulte d'une fusion partielle du manteau associée à un étirement de la croûte continentale, lors du rifting du Trias supérieur-Lias inférieur qui a précédé l'ouverture de l'océan Atlantique.

Leurs paragenèses magmatiques primaires ne s'observent plus qu'assez rarement car elles ont été diversement transformées par le métamorphisme pyrénéen. Les ophites les moins transformées (faciès des schistes verts) sont celles de la zone axiale (Rouze et Guzet-Neige par exemple), localement intactes elles montrent les paragenèses magmatiques primaires à augite, pigeonite, plagioclase, biotite, amphibole, ± olivine transformée en micas blancs. Dans la zone nord-pyrénéenne, où elles sont le plus souvent transformées, leurs transformations irrégulières peuvent atteindre le faciès amphibolite avec des néoformations de scapolite, hornblende, clinopyroxène et plagioclase, voire une recristallisation complète quand elles sont de petite taille (Lers, Pouzac).

θ. **Crétacé. Roches magmatiques intrusives sous-saturées** (représentées en ponctuels). Un magmatisme alcalin intrusif et effusif d'âge crétacé affecte l'ensemble des terrains des Pyrénées du manteau lherzolitique au flysch. Sur le territoire couvert par la carte, cette activité magmatique se traduit par la mise en place dans le manteau, dans la croûte anté-alpine et dans les sédiments alpins triasiques à albo-cénomaniens de la ZNP de roches intrusives sous la forme de sills et de filons (régions de Lourdes à Bagnères-de-Bigorre (Pouzac), de Saint-Béat, de Saint-Girons (Ballongue), de Lers (Aulus), ainsi que par des termes effusifs de type pyroclastites et coulées à pillow lavas, parfois massives et prismées, essentiellement rencontrés en sondage dans la zone sous-pyrénéenne (au nord de St-Gaudens, sous les Petites-Pyrénées).

Les roches intrusives constituent un cortège sous-saturé qui associe des amas de divers gabbros (Eret, Argein, Escarchein), d'abondants filons de dolérites alcalines (picrites-teschénites ; p. ex. Adé) et des syénites feldspathoïdiques (Pouzac, Arrodets, Pic d'Alian), auquel sont rattachées les pyroxénites à amphiboles, hornblendites, gabbros amphiboliques qui constituent certains filons des lherzolites.

L'ensemble des roches est affecté par une spilitisation plus ou moins poussée qui provoque le développement d'une paragenèse secondaire de basse température à albite, chlorite, calcite, épidote, actinote, sphène. Les minéraux magmatiques reliques sont le clinopyroxène, le plagioclase calcique, parfois de l'amphibole (kaersutite) et

dans les roches différenciées l'analcime. Les textures sont généralement préservées : microlitiques plus ou moins vacuolaires dans les basaltes issus des coulées à pillows ou doléritiques intersertales à subophitiques dans les sills et les roches filoniennes.

Dans les sondages sous-pyrénéens du nord de Saint-Gaudens, la position stratigraphique des volcanites (1000m) suggère un âge albien à turonien. Les datations absolues sont en accord avec cette estimation ainsi que le remaniement de ces roches transformées dès le Turonien supérieur (débrite du Flysch gris, Arbas). L'étude synthétique basée sur les datations K-Ar des minéraux primaires des roches intrusives ou filoniennes provenant de diverses gisements de Midi-Pyrénées a effectivement confirmé un âge de mise en place allant de -109 à -89 Ma, ce qui correspond sensiblement à l'intervalle Albien-Turonien.

Les comparaisons avec les séries alcalines récentes montrent de fortes analogies entre ce magmatisme mésocrétacé du rift nord-pyrénéen et les séries alcalines de fusion de zones en transtension intracontinentale (fossé du Jourdain par exemple).

2.4.3. Formations volcaniques cénozoïques du Massif Central

Dans la région Midi-Pyrénées le volcanisme cénozoïque du Massif central n'est représenté que dans le département de l'Aveyron, sous forme de 5 entités :

Le volcanisme miocène de l'Aubrac constitue une entité complexe, que l'on peut subdiviser en 6 groupes regroupés en 2 super groupes, comprenant chacun plusieurs variétés pétrologiques et/ou texturales, qui sont distinguées sur les cartes à 1/50 000 concernées, notamment les cartes Entraygues-sur-Truyère (n° 836), Nasbinals (n° 837) et décrites en détail dans les notices explicatives de ces cartes :

m5tταβA. **Tortonien (12 - 7 Ma). Trachyandésites basaltiques - laves à composition de mugéarites, pyroclastites ;**

m5βA. **Tortonien (12 - 7 Ma). Téphrites, trachybasaltes et hawaiites (leucobasaltes), basaltes, basanites.**

m5-p1βC. **Messinien à Pliocène (7 – 3 Ma). Trachyandésites, basaltes. Le stratovolcan du Cantal** (Figure 5) couvre une superficie de 2500 km², ce qui en fait l'un des plus grands volcans d'Europe. Il s'agit d'un volcan alcalin intraplaque continentale, édifié pour l'essentiel entre 13 et 2 Ma et à structure rayonnante (radiale) à partir de son centre, qui se situe dans le secteur du Puy Griou, qui culmine à 1690 m d'altitude au centre de la carte géologique de la feuille Murat (n°788) à 1/50 000, dans le département du Cantal. Sa composition est principalement trachyandésitique mais on y trouve aussi des basaltes et quelques produits très différenciés tels que trachytes, rhyolites, phonolites.

La terminaison méridionale de ce vaste stratovolcan se trouve dans la partie la plus septentrionale du département de l'Aveyron et, corrélativement, de la région Midi-Pyrénées. On y distingue 3 entités qui sont de bas en haut :

- des édifices volcaniques infracantaliens d'âge miocène moyen à supérieur (13 à 7 Ma), très peu représentés ici ;
- des dépôts d'avalanche de débris (vers 7 Ma) ;
- des coulées de basaltes supracantaliens (7 à 2 Ma).

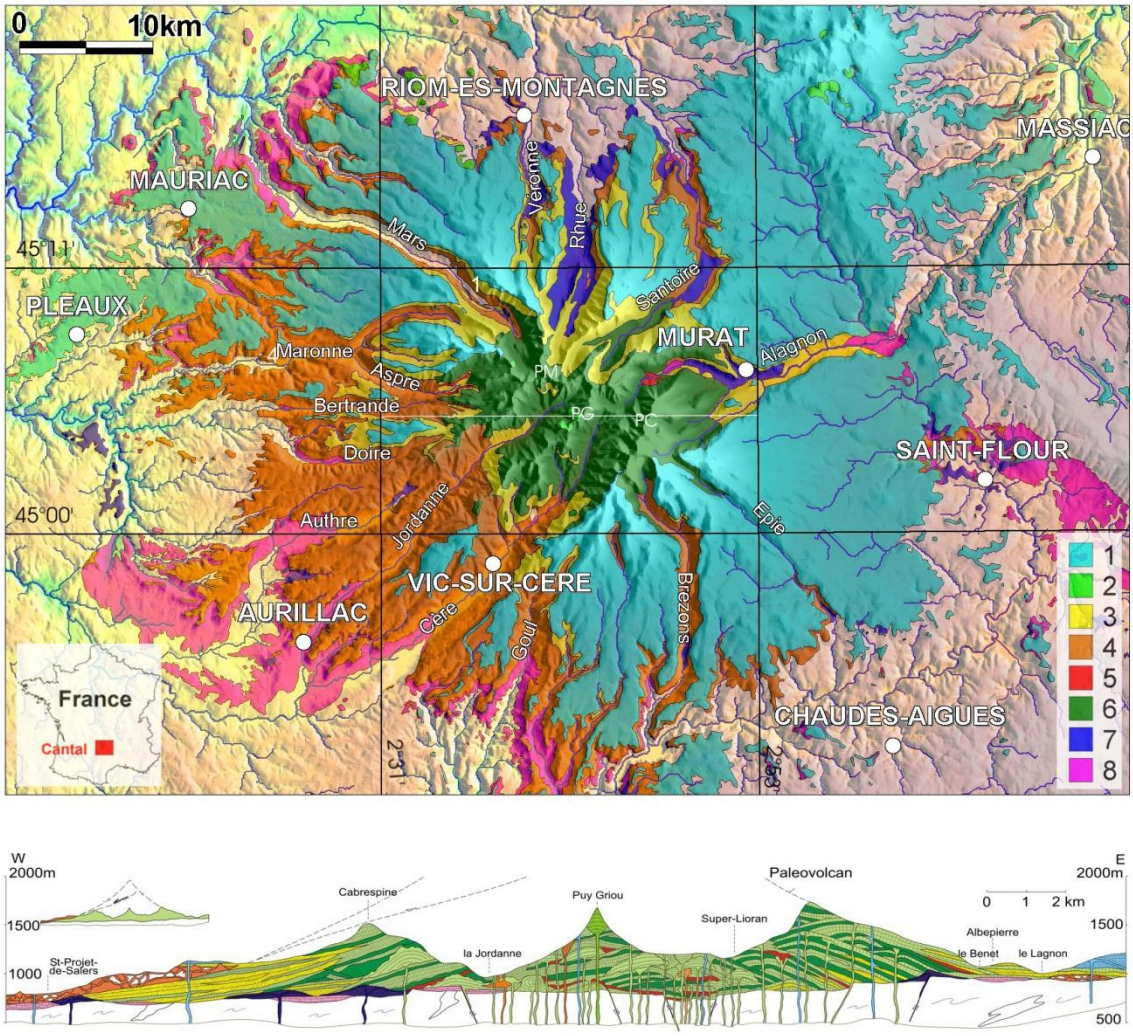


Figure 5 – Carte géologique simplifiée et coupe du stratovolcan du Cantal (P. Nehlig, BRGM).1 : basaltes supracantaliens ; 2 : phonolites; 3 : dépôts de coulées de débris ; 4 dépôts d'avalanches de débris ; 5 : dépôts cendro-ponceux ; 6 : stratocône trachyandésitique à trachytique ; 7 : basaltes infracantaliens ; 8 : sédiments oligo-miocènes. En rose pâle : socle varisque (hercynien). Le découpage rectangulaire correspond à celui des cartes géologiques à 1/50000.

m4-p1vs. **Langhien à Pliocène (14 – 4 Ma). Laves, brèches ou tufs basaltiques. Les petits corps basaltiques** dispersés dans la partie orientale de l'Aveyron sont des necks, pipes bréchiques et dykes de petite taille. **Les petits pointements volcaniques miocènes du détroit de Rodez** se situent dans la partie centrale de l'Aveyron, sur la carte à 1/50 000 – feuille Rodez (n° 884). Ils sont constitués de basaltes et de brèches volcaniques associées. La datation radiométrique du pointement de Palmas donne un âge miocène de 7 Ma.

p3βEs**. Pliocène supérieur à Pléistocène (2,5 – 1,4 Ma). Le volcanisme de l'Escandorgue** n'est représenté dans l'Aveyron que par sa terminaison septentrionale, sur les cartes à 1/50 000 – feuilles Camarès (n° 961) et Le Caylar (n° 962), le reste se trouvant dans le département de l'Hérault. La chaîne volcanique, d'allongement nord-sud, comprend ici des coulées basaltiques, parfois démantelées, des necks et dykes de laves, des projections stromboliennes et des brèches de pente polygéniques. La fourchette d'âge radiométrique K-Ar est de 1,4-2,5 Ma, exception faite d'une datation à 5,4 ± 0,3 Ma pour le basalte du Grand-Mourgis, situé aux confins des départements de l'Aveyron (commune de Montagnol) et de l'Hérault, qui serait un précurseur de la chaîne de l'Escandorgue (cf. notice de la carte Camarès).

3. Histoire géologique

3.1. PRESENTATION GENERALE

L'histoire des terrains présents sur le territoire de la Région commence il y a plus de 600 millions d'années.

3.1.1. Le Massif Central

Les terrains du Massif Central sont affectés par des déformations et un métamorphisme acquis lors de l'orogenèse du cycle varisque. Les failles subméridiennes sont héritées de cet épisode de déformation, en particulier la faille de Villefranche-de-Rouergue, prolongeant le « sillon houiller » et limitant les plateaux du Quercy (Jurassique) à l'ouest, des séries gneissiques et des granites (granodiorite de Villefranche) à l'est. Depuis le début du Mésozoïque, la partie Sud-Ouest du Massif Central, de l'Albigeois à la Montagne Noire, est vraisemblablement resté une terre émergée, conduisant à une altération intense des roches du socle allant jusqu'au développement d'une cuirasse ferrugineuse.

L'orogenèse pyrénéenne générant une compression nord-sud est responsable de la formation des accidents tectoniques orientés est-ouest. Se distinguent notamment les failles bordières du détroit de Rodez, la faille de Lacaune, et la faille de Mazamet faisant chevaucher les unités de la Montage Noire sur les dépôts tertiaires continentaux du sillon de Mazamet.

3.1.2. Le Bassin d'Aquitaine

Le Bassin d'Aquitaine enregistre depuis le Trias les mouvements relatifs des plaques Ibérie et Eurasie (Choukroune, 1976 ; Choukroune et Mattauer, 1978 ; Curnelle et Dubois, 1986 ; Brunet, 1983 ; Curnelle, 1983 ; Brunet, 1991 ; Olivet et al., 1996) et son évolution est fortement contrôlée par les structures héritées de l'histoire hercynienne.

Il a enregistré l'évolution successive de deux domaines océaniques, Téthys et Océan Atlantique, et a évolué globalement d'un stade extensif (Trias au Crétacé inférieur) à un stade compressif (Crétacé supérieur au Tertiaire). Son évolution géodynamique comporte au moins cinq stades majeurs dont certaines limites doivent encore être précisées (Serrano et al., 2006 ; Canérot, 2008) :

- stade de « rifting » intracontinental (Trias à Hettangien),
- stade bassin intracratonique (Lias moyen au Tithonien),
- stade transtensif (Néocomien à Aptien terminal / intra Albien ?),
- stade transpressif (Cénomanien au Maastrichtien ?),
- stade compressif (Paléocène ? à Actuel).

NB : texte issu du site internet du SIGES Aquitaine (http://sigesaqi.brgm.fr/)

3.1.3. Les Pyrénées

Du golfe de Gascogne au golfe du Lion, la chaîne pyrénéenne forme une barrière naturelle rectiligne de 450 km de long qui sépare le Bassin d'Aquitaine au nord du bassin de l'Ebre au sud. Le versant espagnol, profondément découpé par l'érosion, s'abaisse en pente douce vers le Sud sur une largeur d'une centaine de kilomètres, tandis que le versant français est plus abrupt : on passe en moins de 50 kilomètres des sommets les plus élevés (3404 mètres au Pic d'Aneto dans le massif de la Maladeta) au pied des reliefs (env. 200m). Cette dissymétrie morphologique reflète une dissymétrie structurale profonde.

Les Pyrénées constituent une frontière de plaque ayant fonctionné à plusieurs reprises depuis la fin du Paléozoïque au moins. Elles constituent donc un bon exemple de la superposition sur un même segment crustal des effets d'orogenèses successives, les mieux connues étant les orogenèses hercynienne et alpine. Malgré leur grande séparation dans le temps (200 Ma environ entre les derniers effets de l'une et les premiers de l'autre), ces deux événements sont difficiles à séparer sur le terrain lorsque l'on travaille sur le roches anté-mésozoïques affectées par les deux épisodes. Ils présentent en effet des directions structurales semblables (E-W à WNW-ESE), dues à la réutilisation des accidents hercyniens à l'alpin. De plus, ils ont été marqués tous les deux par un événement thermique Haute Température - Basse Pression (HT-BP) important, atteignant au moins dans les deux cas les conditions du faciès amphibolite (600°C).

L'orogenèse varisque correspond dans les Pyrénées à une tectogenèse polyphasée, chevauchante vers le Sud puis transpressive dextre, dont l'essentiel se place de la fin du Carbonifère et au début du Permien (environ 320-290 Ma), et qui est accompagnée d'un magmatisme calco-alcalin important associé à un métamorphisme HT-BP. Il s'agit ici d'une zone externe de la partie sud de l'orogène varisque d'Europe occidentale (Barnolas et Chiron, 1995; Denèle et al, 2014).

Les Pyrénées alpines constituent une chaîne qui résulte du blocage puis de l'écrasement, réalisé du Crétacé supérieur au Miocène inférieur (85-20 Ma), d'un rift transtensif sénestre ayant accommodé le déplacement de la plaque ibérique par rapport à la plaque européenne lors de l'ouverture du golfe de Gascogne au Crétacé (albo-cénomanien-turonien) (Le Pichon et al, 1970 ; Choukroune et al, 1973 ; Choukroune et Mattauer, 1978 ; Olivet, 1996 ; Lagabrielle et Bodinier, 2008). La chaîne appartient au système alpin d'Europe occidentale. Le domaine plissé, orienté est-ouest, s'étend sur plus de 1000 km, depuis la marge continentale Nord espagnole à l'Ouest jusqu'à la Provence à l'Est. A la phase compressive succède à l'est de la chaîne une phase miocène en extension, liée à la rotation du bloc corso-sarde et à l'ouverture du Golfe du Lion.

La largeur du domaine plissé peut atteindre 150 km. Les effets de la tectogenèse pyrénéenne se sont néanmoins manifestés dans des domaines plus externes, jusqu'au sud du Massif Central par exemple.

La chaîne pyrénéenne montre une structure en éventail (Mattauer, 1968 ; Munoz, 1992), tant au niveau du socle hercynien, écaillé et charrié, que de la couverture post-hercynienne, décollée et plissée. Cette disposition en éventail est centrée sur la Faille Nord-pyrénéenne (FNP), accident vertical d'échelle crustale, autour duquel se situe la

zone la plus déformée (Choukroune, 1976, 1992). Les résultats paléomagnétiques contrastés obtenus de part et d'autre de la FNP (Van der Voo et Boessenkol, 1973) montrent qu'elle constitue la frontière entre les plaques ibérique et européenne.

3.2. AVANT LE CYCLE VARISQUE

3.2.1. Le précambrien, l'origine de la croûte

La présence de roches précambriennes dans les Pyrénées, préoccupation historique des géologues pyrénéens, est maintenant un fait qui n'est plus controversé. La difficulté principale était et est toujours la caractérisation et la datation du protolithe des roches le plus souvent intensément métamorphisées voire partiellement fondues et plus ou moins déformées lors de l'orogenèse varisque.

L'attribution de certaines séries sédimentaires au Précambrien est - dans l'état actuel des connaissances - toujours relative et repose sur deux types d'arguments. Le premier est la datation ponctuelle de la base du Cambrien sur des critères stratigraphiques ou géochronologiques ; les séries se situant en dessous pouvant alors être logiquement attribuées au Précambrien. Le second est la datation géochronologique de niveaux magmatiques volcaniques ou plutoniques (par exemples les orthogneiss) ou encore volcanosédimentaires (par exemple les cinérites) intercalés dans les séries métasédimentaires micaschisteuses et/ou gneissiques. Dans le massif du St-Barthélémy par exemple, certains orthogneiss des séries gneissiques (b0) et migmatitiques (b1) ont été daté du Cambrien (Delaperriere et al, 1994), leur encaissant est donc nécessairement plus ancien, vraisemblablement précambrien. En dehors de la région Midi-Pyrénées, la datation du Précambrien supérieur de niveaux volcanosédimentaires de la partie orientale des Pyrénées (Roc de Frausa, Cap de Creus, environ 560 Ma; Castineiras et al, 2008) confirme la présence d'une série sédimentaire de même âge.

Les auteurs s'accordent donc aujourd'hui sur l'existence d'une série sédimentaire d'âge précambrien supérieur / néoprotérozoïque, mais les connaissances géologiques sur ces séries sont rares, et le travail de datation et de corrélation entre les différents massifs où la présence de ce Précambrien est suspecté reste à faire, notamment dans la région Midi-Pyrénées. Une fois qu'il sera fait, le travail d'interprétation de l'enregistrement géologique constitué par ces roches pourra commencer.

3.2.2. Le début du Paléozoïque

Dans le Massif Central

Sur la bordure SW du Massif central, les événements plutoniques ou volcaniques, souvent contemporains de la déformation, sont bien représentés. Les plus anciennes manifestations magmatiques sont déformées avec leur encaissant. Ainsi les granitoïdes pré-orogéniques sont transformés en orthogneiss, dans des conditions rhéologiques post-solidus.

- **Evénements volcano-plutoniques pré-orogéniques**

Cambrien

On connaît depuis longtemps l'existence de coulées rhyolitiques interstratifiées dans la série du Cambrien inférieur de la nappe de St-Sernin-sur-Rance, et dans certaines sous-unités de l'Unité Paléozoïque non-métamorphique des plis-et-chevauchements (nappe de St-Salvi-de-Carcavès, écaille du Mendic du versant nord de la Montagne Noire). Ces formations sont connues sous le nom de "porphyroïdes" (de l'Albigeois ou de Requista). Les plutons d'âge Néoprotérozoïque terminal-Cambrien sont relativement rares, on citera les granites des Palanges, daté à 600±10 Ma (Lévêque, 1985) et la granodiorite de Caplongue, datée à 557±10 Ma (Lafon, 1984) dans le Rouergue, les orthogneiss du versant nord (Mendic, Cammazes) et les masses partiellement anatectiques de la zone axiale de la Montagne Noire (Faure et al., 2009 et références inclues). Ils forment de petits massifs de méta-granites orthogneissifiés, associés aux metarhyolites et correspondent vraisemblablement pour certains tout au moins à des plutons hypovolcaniques.

Ordovicien inférieur

Le magmatisme ordovicien est diversifié. Dans l'UIG, les granitoïdes ordoviciens sont très abondants. Il s'agit de granites alcalins, parfois porphyriques, transformés en orthogneiss. Bien que moins abondant, ce plutonisme se rencontre dans l'unité Para-autochtone et dans la zone axiale de la Montagne Noire (Roger et al., 2004; Faure et al., 2010). Le magmatisme acide est également reconnu dans l'USG, où associé à des roches basiques, il représente un magmatisme bimodal charactéristique des complexes leptyno-amphiboliques.

Le magmatisme basique est présent dans l'Albigeois. La série des schistes noirs d'âge Ordovicien de la nappe de St-Salvi-de Carcavès, dans l'unité des plis-et-chevauchements, contient des coulées basaltiques (parfois en pillow lava) interstratifiées, des sills et des dykes doléritiques et de petites masses de gabbro (Alsac et al., 1987; Pin et Marini, 1993).

La signification géodynamique du magmatisme ordovicien la plus généralement acceptée est celle d'un rifting continental qui affecte la bordure septentrionale du continent Gondwana à l'Ordovicien inférieur. La croûte continentale, localement amincie, est intrudée par des magmas acides et basiques.

Dans les Pyrénées

- **La sédimentation au Cambrien-Ordovicien inférieur : transition d'un domaine océanique profond vers une plate-forme mixte de haute-latitude.**

En Midi-Pyrénées, les dépôts cambro-ordoviciens sont fortement déformés et forment une série très puissante (entre 500m et >2000m). Au Cambrien inférieur, la sédimentation détritique fine à passées conglomératiques (kE1) porte un caractère

transgressif du sud-est vers le nord-ouest, suggérant le colmatage d'un bassin turbiditique profond précambrien. Elle enregistre une dynamique volcanique locale et discrète (dans le Luchonnais par exemple). Un horizon carbonaté discontinu est présent en sa base, indiquant que des conditions favorables à une sédimentation carbonatée (profondeur modérée, peu d'apports terrigènes continentaux) ont existé localement et transitoirement (massif de l'Hospitalet). La disparition de la composante volcanique et l'apparition d'une composante détritique terrigène grossière traduit la réorganisation profonde des zones émergées et/ou érodées. La succession sédimentaire montre ensuite des calcaires et dolomies en alternance avec des quartzites (kE2) puis des roches détritiques fines alternant avec des quartzites (kE3). Elle suggère montrent un léger approfondissement et la transition entre une plate-forme mixte et une plate-forme siliciclastique. En l'absence de fossiles, la datation des dépôts reste approximative, probablement jusqu'au Trémadocien, par comparaison avec les régions alentours (Bessière et Baudelot, 1988). Un hiatus sédimentaire entre l'Ordovicien inférieur et l'Ordovicien supérieur (partiel) s'exprime par une discordance souvent angulaire (la discordance sarde).

- **Le magmatisme**

Plusieurs épisodes magmatiques (plutoniques et/ou volcaniques) ont eu lieu au cours du Paléozoïque. Quatre principaux sont plus ou moins bien identifiés dans cette partie des Pyrénées : les deux premiers au Cambrien inférieur et à l'Ordovicien moyen, et les deux suivants, au Carbonifère supérieur et au Permien moyen ; ces derniers peuvant être rapportés au cycle varisque (voir plus loin).

Magmatisme cambrien

Un âge à 506 ± 12 Ma sur un orthogneiss du Massif du St-Barthélémy (Delaperrière et al., 1994) représente un des seuls indices d'un plutonisme de cet âge en Midi-Pyrénées. Des datations récentes autour de 540 Ma sur des orthogneiss en sills d'épaisseur métrique du Massif de l'Agly, partie orientale de la zone nord-pyrénéenne, montrent qu'un important épisode plutonique a bien eu lieu au Cambrien dans les Pyrénées (Tournaire, 2014).

Magmatisme ordovicien

Le plutonisme ordovicien est représenté par les orthogneiss en lames d'épaisseur plurihectométrique qui forment l'essentiel des dômes gneissiques de l'Aston (orthogneiss oeillé de Riète et orthogneiss clair à deux micas de Peyregrand) et de l'Hospitalet (orthogneiss de Riète). Les orthogneiss de Riète ont donné des âges ordoviciens moyen, 470 ± 6 Ma (Aston) et 472 ± 2 Ma (Hospitalet) (Denèle et al., 2009). Les orthogneiss de Peyregrand pourraient être de même âge. Tous ces orthogneiss sont affectés par une déformation ductile hercynienne du haut vers l'est.

On ne dispose actuellement d'aucune interprétation géodynamique de ce plutonisme ordovicien correspondant à des sills de volume considérable de type intermédiaire entre alumineux et subalcalin (Debon in Barnolas et Chiron, 1996, p. 483), présents sur une grande partie des Pyrénées.

Le volcanisme de l'Ordovicien supérieur-Dinantien, connu dans les Pyrénées occidentales et orientales n'est pratiquement caractérisé dans notre secteur.

3.3. LE CYCLE VARISQUE

3.3.1. L'orogène varisque dans le SW du Massif Central

La partie NE de la carte géologique de la région Midi-Pyrénées intéresse la bordure SW du Massif central français qui représente une pièce importante de la chaîne varisque. Cette carte permet donc d'illustrer presque tous les domaines lithotectoniques de ce segment varisque. Afin de permettre une meilleure compréhension des ensembles observés sur la feuille, ceux-ci sont replacés dans le cadre plus général du Massif central (Figure 6).

Il est maintenant bien accepté que l'architecture du Massif central résulte d'un empilement de nappes (p. ex. Ledru et al., 1989; Faure et al., 2005; 2009). Du point de vue géographique, le coin SW du Massif central affleure dans les départements du Lot, de l'Aveyron et du Tarn. Du Nord au Sud, cette région comprend: i) la terminaison méridionale du Massif du Millevaches, ii) le Quercy cristallin, iii) la Châtaigneraie; iv) la haute vallée du Lot ou Pays d'Olt, v) le Rouergue cristallin, vi) l'Albigeois et vii) la Montagne Noire. Ce vaste territoire permet de bien illustrer la géométrie finie de l'édifice de nappes représentatif de la chaîne varisque, son évolution tectono-métamorphique polyphasée du Dévonien au Carbonifère inférieur, sa reprise par les événements thermo-tectoniques : anatexie crustale et plutonisme au Carbonifère moyen (Namurien-Westphalien) et finalement son démantèlement dans les bassins houillers du Carbonifère supérieur.

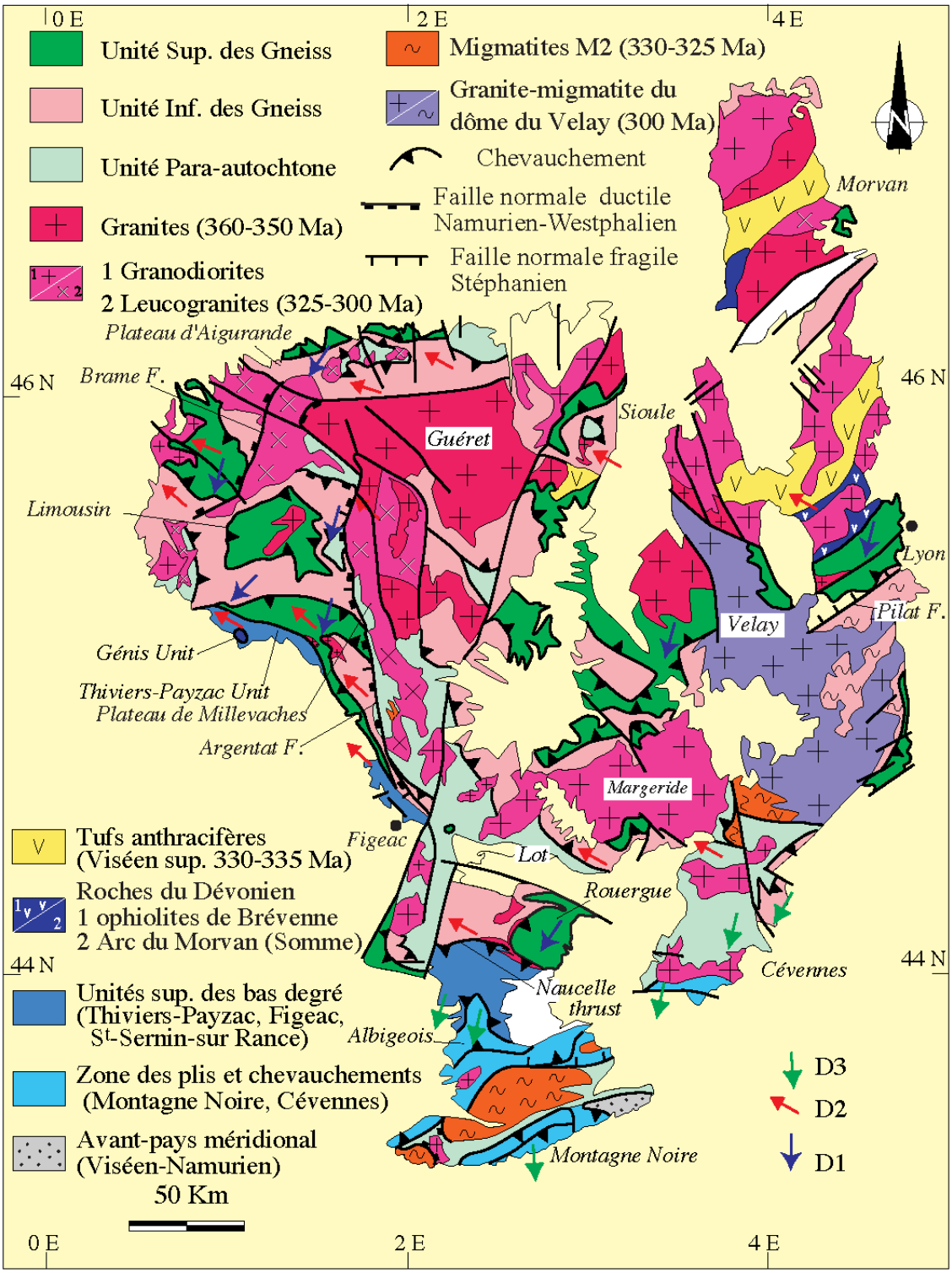


Figure 6 – Schéma structural de la chaîne varisque dans le Massif central (d'après Faure et al., 2009).

1. L'édifice de nappes.

Du haut en bas de l'édifice de nappes du Massif central, on distingue les unités suivantes (Figure 6 ; Ledru et al. 1989; Faure et al., 1997, 2005, 2009).

1. L'Unité Supérieure des Gneiss (USG) est formée d'ortho et de paragneiss et d'alternances centimétriques à métriques de gneiss acides (ou leptynites) et d'amphibolites (métabasites ou roches volcano-clastiques basiques) classiquement appelé « complexe leptyno-amphibolique ». Certaines de ces amphibolites sont en fait des éclogites rétromorphosées dans lesquelles on retrouve parfois des textures magmatiques (gabbroïques ou doléritiques) indiquant une origine orthodérivée des protolithes. On connaît également des masses hectométriques à kilométriques de péridotites serpentinisées, par exemple au Puy de Voll, dans la klippe de La Bessenoits, près de Decazeville (Couturier et al., 1994). La partie supérieure de l'USG est constituée de migmatites (migmatites M1, voir ci-dessous), d'âge dévonien résultant de l'anatexie des séries gneissiques ortho et paradérivées. Dans le SW du Massif central, l'USG se rencontre sous forme de klippes : Marvejols, Lévezou, Vibal, Najac et Decazeville.

Sur la carte, l'USG est bien représentée dans la région du Vibal et du Lévézou. La forme circulaire de ce dernier massif, la présence de migmatites au centre de la structure et le pendage de la foliation vers le sud sur sa bordure sud, a longtemps conduit les auteurs (Collomb, 1970; Burg et Matte, 1978; Nicollet 1978; Burg et al., 1984, 1986) à proposer qu'il s'agissait d'un dôme migmatitique entouré par une ceinture de roches basiques. Des études gravimétriques ont montré que ce corps basique dense se prolonge sous les migmatites qui ne pouvaient donc plus être considérées comme autochtones. Le massif du Lévézou est donc une klippe posée sur l'unité Inférieure des Gneiss, et le pendage sud de la foliation est dû à la phase D_2, vers le NW, qui renverse les structures formées par la phase D_1 (Figure 7).

2. L'unité Inférieure des Gneiss (UIG) est composée de micaschistes et de paragneiss métamorphisés dans le faciès amphibolite (biotite-grenat-staurotide sont des minéraux très communs, Delor et al. 1984; Burg et al., 1989). Ces roches métamorphiques constituent l'encaissant de nombreux plutons de granites alcalins à calco-alcalins transformés en orthogneiss, par exemple l'orthogneiss de Rodez ou l'orthogneiss des Palanges. L'UIG affleure bien dans la série du Lot et l'ouest du Rouergue. Contrairement à l'USG, les séries volcano-sédimentaires bimodales (leptyno-amphiboliques) et les roches de haute pression y sont très rares, voire absentes.

3. L'unité Para-autochtone est formée de micaschistes, métagrauwackes et de quartzites métamorphisés dans le faciès schiste vert supérieur ou amphibolite inférieur. Elle est bien développée à l'Est du Sillon Houiller, dans la série de la Châtaigneraie et plus au Sud, dans le Rouergue. A l'Est des Grands Causses, l'ensemble de la série des micaschistes des Cévennes appartient à cette unité Para-autochtone. Des passées volcano-sédimentaires acides contiennent des zircons ayant livré des âges de l'Ordovicien inférieur. Des niveaux volcano-sédimentaires basiques sont également présents. C'est également dans cette région limitrophe, aux confins des départements

de l'Aveyron, du Gard et de l'Hérault que l'on peut observer le chevauchement de l'unité Para-autochtone sur l'unité Paléozoïque « externe » non-métamorphique des plis-et-chevauchements (voir ci-dessous) représentée par les séries sédimentaires de grès, pélites et calcaires du Viganais.

4. Les unités métamorphiques supérieures, constituées de roches sédimentaires moins métamorphiques que les précédentes, forment une ceinture discontinue depuis le Sud du Limousin (Unité de Thiviers-Payzac), le Quercy (Unité de Leyme), et l'Albigeois (nappe de St-Sernin-sur-Rance) au Sud du chevauchement de Naucelle (Roubichou, 1979; Guérangé et Alsac,1986; Guérangé et Burg, 1990; Duguet et Faure, 2004). Cette unité pourrait être également placée dans l'unité para-autochtone, à cause de son contenu lithologique, formé de grès et de rhyolites et de matériel volcano-sédimentaire acide d'âge cambrien, puis de quartzite blanc et de schistes noirs d'âge ordovicien. Toutefois, elle s'en distingue par sa position géométrique, au-dessus des unités Inférieure et Supérieure des Gneiss et par la présence de l'événement tectono-métamorphique D_2 (voir ci-dessous). Dans le sud du Massif central, cette unité est la plus élevée de l'édifice de nappes. Mais cette architecture résulte de la superposition des événements tectono-métamorphiques D_1 et D_2.

5. L'Unité paléozoïque « externe » non-métamorphique des plis-et-chevauchements est formée de séries terrigènes et carbonatées fossilifères allant du Cambrien inférieur au Viséen, plissées et écaillées vers le sud. Elle se rencontre dans le département du Tarn où elle forme la nappe de St-Salvi de Carcavès (Guérangé et Alsac, 1986), et plus au sud dans le versant septentrional (Monts de Lacaune, régions de Castres et de Lavaur), le versant méridional (Haut-Languedoc, Minervois) de la Montagne Noire (Gèze, 1949; Alabouvette et al., 2003). A l'est, elle affleure dans les Cévennes méridionales, ou région du Vigan. Dans le versant sud de la Montagne Noire, cet ensemble litho-tectonique est constitué de spectaculaires plis couchés kilométriques déversés vers le sud et dont les flancs inverses se développent sur près de 15km de flèche (Gèze, 1949; Arthaud, 1970). Le pli couché inférieur, ou nappe du Mont-Peyroux, se met en place dans un bassin sédimentaire d'âge Viséen supérieur à Namurien (Engel et al., 1980). L'empilement des plis couchés et des écailles est recoupé par un dôme granito-migmatitique qui forme la zone Axiale de la Montagne Noire. L'anatexie d'âge carbonifère supérieur est responsable de la formation de la deuxième génération de migmatites (migmatites M2, voir ci-dessous).

6. Le bassin viséen d'avant-pays affleure de façon limitée dans le Massif central, à l'est du domaine de la Montagne Noire. L'essentiel des dépôts sédimentaires est masqué par les formations mésozoïques et cénozoïques de la plaine du Languedoc et de l'Aude. Ce bassin est formé par des dépôts chaotiques (turbidites et olistostrome) traduisant une sédimentation gravitaire. Il peut être considéré comme un bassin flexural dans lequel se mettent en place dans des conditions superficielles les unités les plus externes de la chaîne varisque.

La géométrie finie du sud du Massif central est illustrée par une coupe (Figure 7) allant du Nord du massif de la Margeride jusqu'au bassin d'avant-pays dans le sud de la Montagne Noire en passant par la klippe du Lévézou.

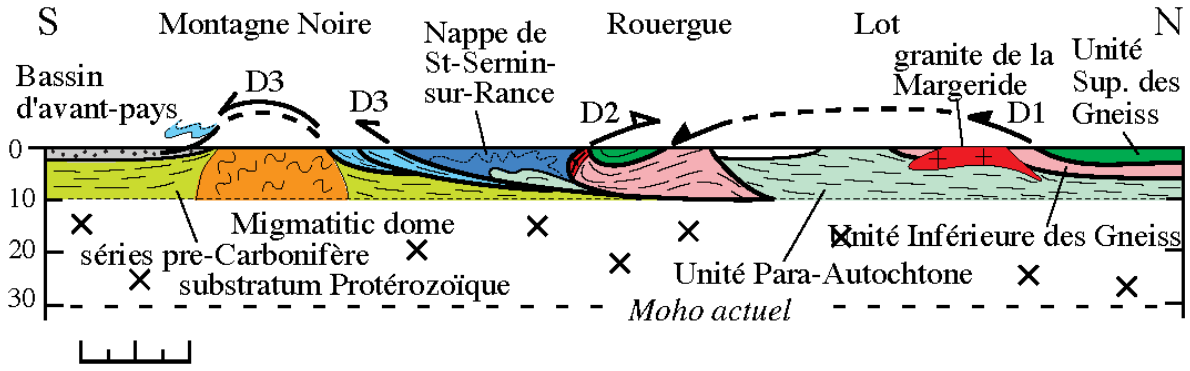


Figure 7 – Coupe simplifiée du sud du Massif central, du Nord de la Margeride à la Montagne Noire montrant l'édifice de nappes résulant des trois principales déformations compressives superposées, D1, D2, D3. Les dépôts post-Carbonifère supérieur n'ont pas été représentés (d'après Faure et al., 2009).

2. La déformation ductile et synmétamorphe polyphasée

Outre les multiples jeux fragiles, du Permien au Tertiaire, de failles qui ont contribué à former la structure compartimentée du Massif central, l'architecture anté-permienne du Massif Central résulte de plusieurs phases de déformation ductile accompagnées de cristallisations métamorphiques. On distingue six événements (D_0 à D_5) enregistrés par les chronomètres isotopiques au cours d'une évolution tectono-métamorphique continue entre 450 et 300 Ma (Faure et al., 2005; 2009; Figure 6 et Figure 7). Cette nomenclature est reconnue à l'échelle de tout le Massif central et même de la partie méridionale du Massif armoricain. Les quatre premiers événements correspondent à des phases de déformation compressives, c'est à dire ayant épaissi la croûte et les deux derniers à des phases extensives, ayant aminci, ou " désépaissi " la croûte.

1. Événement D_0 : C'est le plus ancien et le moins bien connu. Il est contemporain du métamorphisme de haute pression. Des conditions de 1,5 à 2 GPa et 650-750°C sont estimées pour D_0 (Nicollet, 1978; Bodinier et Burg, 1980-81; Burg et al. 1986, 1989; Delor et al.,1984a, b). Il faut mentionner que le seul exemple d'éclogite à glaucophane décrit à ce jour dans le Massif Central provient de la klippe de Najac (Delor et al., 1984b). Les datations radiométriques des roches de haute pression indiquent des âges entre 415 et 390 Ma (Pin et Lancelot, 1982; Paquette et al., 1995). Une foliation mylonitique, reconnue dans certaines éclogites du Rouergue ou du Limousin, est associée à cet événement de haute pression (Bouchardon, 1989). Mais ces structures exceptionnelles ne sont pas systématiquement cartographiées ni analysées en terme de cinématique.

2. Événement D_1 : Cet événement, contemporain de la fusion crustale de haute à moyenne pression qui affecte l'USG et l'UIG, est daté du Dévonien moyen à supérieur, entre 385 Ma et 375 Ma. Les migmatites M1 se développent à partir des granitoïdes d'âge cambrien ou ordovicien déjà orthogneissifiés pendant l'événement D0 et de leur encaissant. Elles peuvent contenir des blocs non fondus (ou restites) d'amphibolite et même plus rarement d'éclogite. Dans le Sud du Massif central, les migmatites affleurent dans la partie supérieure de l'USG (au cœur des synformes du Lévézou et du Vibal, klippe de Najac ou dans la région de Marvejols). Dans le Limousin, les estimations thermobarométriques indiquent des valeurs de 0,7± 0,5 GPa et 700±50°C. Structuralement, la foliation migmatitique plate porte une linéation minérale NE-SW associée à un cisaillement de la partie supérieure vers le SW. Ces structures sont formées pendant l'événement D_1. A l'échelle de toute la chaîne varisque française, la fusion crustale dévonienne est synchrone de l'exhumation des roches de haute pression de l'USG. Dans le Morvan, les roches de l'USG affectées par les phases D_0 et D_1 sont recouvertes par la série de la Somme qui, elle, ne présente pas ces événements. Ceci suggère une exhumation rapide de l'USG au Dévonien moyen, au moins dans le Nord du Massif Central.

3. Événement D_2 : Dans l'UIG et certaines unités para-autochtones comme la nappe de St-Sernin sur Rance, l'élément structural prédominant est une linéation d'allongement NW-SE associée à un métamorphisme prograde de MP/MT à biotite-grenat-staurotide (± disthène) correspondant à des pressions de 0,7-1 GPa et des températures de 500-600°C (Bodinier et Burg, 1980-81; Delor et al.1984; Burg et al. 1986, 1989). Le métamorphisme D_2 est daté entre 360 et 350 Ma. La cinématique contemporaine des minéraux métamorphiques indique des mouvements vers le NW comme par exemple dans la série du Lot, le Rouergue ou le Quercy. Dans le Rouergue, le chevauchement de Naucelle qui superpose la nappe para-autochtone de St-Sernin-sur-Rance à l'UIG est rapportée à cette phase D_2. Du fait des deux phases de déformation: D_1 vers le SW, puis D_2 vers le NW, la géométrie détaillée des structures est parfois très complexe. Globalement, les structures formées pendant D_1 sont basculées, déformées par des plis à vergence NW et localement cisaillée vers le NW (Duguet et Faure, 2004, 2004b).

La linéation D_2, d'âge Carbonifère inférieur, ne doit pas être confondue avec une autre linéation NW-SE contemporaine de la mise en place de plutons syntectoniques, d'âge Carbonifère supérieur (Namurien à Westphalien), associés à l'extension synorogénique attribuée à l'événement D_4.

4. Événement D_3 : Reconnu uniquement dans le sud du MCF en tant que phase de déformation compressive, il traduit la migration du front orogénique vers le Sud. Dans l'unité para-autochtone, il correspond à la première déformation ductile et synmétamorphe enregistrée par ces unités au Viséen (340-335 Ma). C'est le premier événement identifié dans l'unité para-autochtone, la nappe de St-Salvi-de-Carcavès, et l'unité des Plis-et-Chevauchements des versants nord et sud de la Montagne Noire et du Viganais. Dans le versant sud de la Montagne Noire, l'événement D3 est daté du Viséen supérieur-Namurien inférieur par les sédiments synorogéniques du bassin d'avant-pays (Engel et al., 1980; Feist et Galtier, 1985). Cet événement est responsable des plis couchés de la Montagne Noire et du Viganais et des nappes de

l'Albigeois (Guérangé-Lozes et Guérangé, 1984; Guérangé-Lozes et Alsac, 1986; Guérangé –Lozes,1987). Le développement d'une foliation plate portant une linéation subméridienne à NE-SW, associée à des cisaillements vers le Sud, est à l'origine du «modèle himalayen» du Massif central (Mattauer et al., 1974; Mattauer et Etchecopar, 1977). Mais ce modèle ne rend compte que de la tectonique d'âge Carbonifère moyen du sud du massif. Par ailleurs, les migmatites de la zone axiale de la Montagne Noire renferment des restites d'éclogites (Demange, 1985, Alabouvette et al., 2004) datées vers 350-340 Ma (Faure et al. en révision). Ces roches de haute pression en position externe dans la chaîne, témoignent d'un enfouissement et d'une déformation synmétamorphe importante du substratum des plis couchés.

Dans le Nord du Massif central, il n'existe pas de chevauchement ductile d'âge Viséen attribuable à la phase D_3. L'événement D_3 est contemporain du magmatisme des « Tufs anthracifères ». Il se traduit par une déformation fragile extensive et coulissante. L'étirement NW-SE est associé à la mise en place de filons qui correspondent au début de l'extension synorogénique culminant lors de l'événement D4. Dans les Monts du Lyonnais, au sud du massif de Guéret ou encore dans le Limousin méridional, il existe une déformation transpressive en faciès amphibolite, datée entre 350 Ma et 345 Ma par l'âge des granites et diorites syntectoniques (Roig et al., 1996). Sa signification reste méconnue : tardi D_2 ou plus vraisemblablement syn-D_3.

5. Événement D_4 : Largement répandu dans tout le Massif central (Figure 8), il présente la particularité d'être géographiquement et chronologiquement associé aux granitoïdes mis en place au début du Carbonifère supérieur, entre 325 et 310 Ma (Namurien-Westphalien). Autour de nombreux plutons, les minéraux du métamorphisme de contact (biotite, andalousite) sont orientés ou déformés, ce qui indique un synchronisme entre la déformation régionale et la mise en place des granitoïdes. La plupart des plutons de leucogranite du Limousin ou du Millevaches ou de monzogranite (Margeride, Rouergue, Mt-Lozère, Aigoual) possèdent des orientations préférentielles (ou fabriques) minérales acquises lors de leur cristallisation. Elles sont souvent difficiles à observer directement sur le terrain grâce à l'orientation des mégacristaux de feldspath potassique ou d'enclaves basiques, mais des études indirectes, par exemple l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) montre clairement cette fabrique (Talbot et al., 2005a, 2005b; Joly et al., 2009). En particulier, on reconnaît dans les plutons monzogranitiques une linéation d'étirement NW-SE parallèle à la linéation d'étirement de l'andalousite ou de la biotite cristallisés lors du métamorphisme de contact. Le champ de déformation reflète une tectonique extensive caractérisée par un étirement NW-SE et un raccourcissement vertical contemporain de la mise en place des plutons, donc d'âge Namurien à Westphalien (Faure, 1995). Dans ce contexte dynamique, le Sillon Houiller, s'il existait à cette époque, devait se comporter comme une structure extensive.

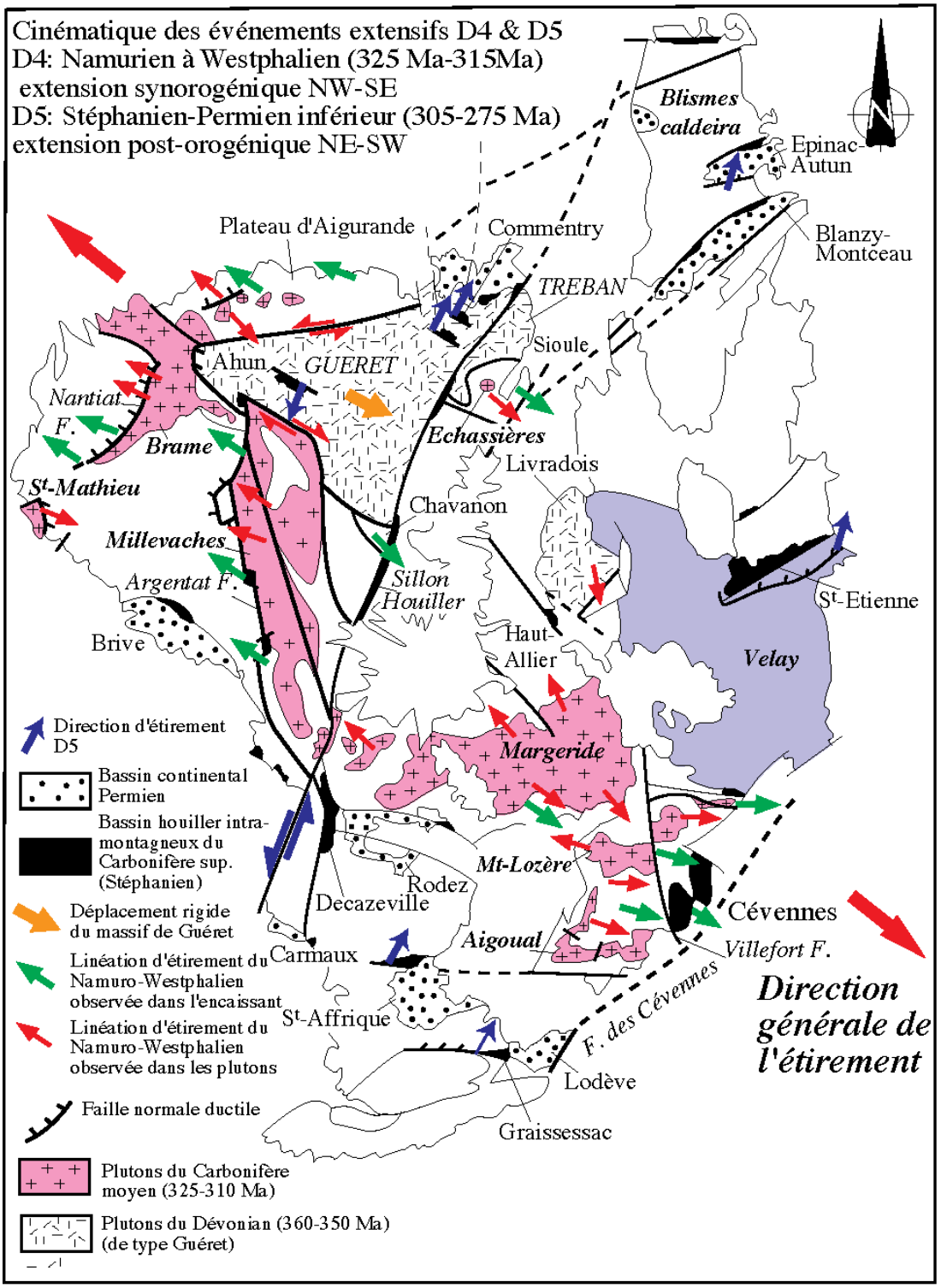


Figure 8 – Carte structurale et cinématique des événements extensifs syn- à post-orogéniques (D4 et D5) d'âge Carbonifère supérieur (d'après Faure et al., 2009).

6. Événement D_5 : Cette dernière étape de l'évolution tectonique du Massif central est également une phase extensive, qui diffère de la précédente car la direction d'étirement maximum devient NNE-SSW. Les bassins houillers du Carbonifère supérieur (Stéphanien) sont des bassins intramontagneux tardi-orogéniques. Le contexte structural d'ouverture de ces bassins: en demi-graben ou en pull apart, selon l'orientation de la faille bordière, s'accorde avec cette direction sub-méridienne (Malavieille, 1993; Faure et al., 1995). L'ouverture et le remplissage des bassins houillers de Decazeville, Figeac, Brousse-Broquiès s'expliquent également par ce mécanisme. La faille NNE-SSW du Sillon Houiller qui est une des failles majeures du Massif central a un jeu Stéphanien senestre fragile pendant l'événement D_5. Les bassins houillers ouverts le long du Sillon Houiller sont des pull-aparts témoignant d'un épisode tectonique transtensif. La direction allongement maximum lors de l'ouverture des bassins, orientée NNE-SSW, s'accorde bien avec la direction d'extension de l'événement D5.

3. Les événements magmatiques

Sur la bordure SW du Massif central, les événements plutoniques ou volcaniques, souvent contemporains de déformation, sont bien représentés. Les plutons plus récents, bien qu'apparemment exempts de déformations, sont souvent structurés à l'état magmatique lors de leur mise en place. Les événements magmatiques sont présentés par ordre chronologique et leurs implications dans la tectonique sont également mentionnées.

- **Evénements post-D1 et pré-D2**

Dévonien moyen à supérieur : "diorites et tonalites"

A l'échelle de tout le Massif central, ce magmatisme est peu représenté. Dans le Limousin, on reconnaît plusieurs massifs de gabbros, diorites, tonalites et granodiorites de chimisme calco-alcalin, rassemblées sous le nom de "ligne tonalitique du Limousin" (Didier et Lameyre, 1971). Dans l'emprise de la carte, la diorite de Capdenac appartient à cet ensemble, mais son âge radiométrique n'est pas connu. Par analogie avec le Limousin, un âge compris entre 380 et 370 Ma est plausible (Bernard-Griffith et al., 1985, Pin and Paquette, 2002).

En outre, dans la ceinture basique du Lévézou, des gabbros calco-alcalins, datés à 367±10 Ma (Pin and Piboule, 1988), n'ayant jamais subi de métamorphisme de HP et déformés par l'événement D_2 appartiennent aussi à cette suite gabbro-dioritique d'âge dévonien supérieur. Ces roches sont interprétées comme des témoins d'un arc magmatique dû à la subduction vers le sud de l'océan Rhéïque. Cependant, la position très méridionale des diorites et tonalites du Limousin et du Rouergue s'accorde mal avec une zone de subduction qui serait placée au niveau de la Manche, sauf si on considère que ces plutons sont déracinés ; ce qui est très plausible compte tenu de l'importance des déformations D_2 et D_3.

Le problème du granite du Pinet

Dans le Rouergue, les plutons syénogranitiques du Pinet, d'Arvieu, de Comps et de Trémouilles sont intrusifs dans l'UIG. L'âge de ces roches déformées ductilement de façon hétérogène n'est pas vraiment établi. Une datation isotopique U-Pb sur populations de zircons donne un âge imprécis à 360±20 Ma (Pin, 1981) alors que les datations $^{39}Ar/^{40}Ar$ sur biotite donnent des âges compris entre 351 et 346 Ma (Maluski et Monié, 1988). Ainsi la place de ces plutons dans l'histoire tectonique du Sud du Massif central demeure discutée. Il pourrait s'agir soit de plutons pré-orogéniques d'âge Ordovicien soit de plutons syntectoniques.

- **Evénements d'âge Carbonifère moyen à supérieur (post-D3)**

L'anatexie du Viséen supérieur

Immédiatement après sa formation, suite à l'événement D_3, l'édifice de nappes a connu un épisode important de fusion crustale, appelé par la suite "migmatisation M2" par opposition avec la migmatisation précoce M1 d'âge dévonien datée entre 385 et 375 Ma dans le Limousin et formée lors de la phase D1. Cette anatexie M2 est bien développée dans la zone axiale de la Montagne Noire et de façon plus limitée au Nord du Massif du Mont Lozère ou au sud du massif de Millevaches. Ces migmatites M2 ont été pendant longtemps confondues avec les migmatites du dôme du Velay. La différence entre les deux migmatites, d'abord reconnue par la pétrologie : absence de cordiérite dans les migmatites des Cévennes par opposition avec celles du Velay (Montel et al., 1992), est maintenant confirmée par la géochronologie. Les datations ponctuelles par la méthode chimique U-Th-Pb sur monazite indiquent que l'anatexie M2 se déroule vers 330 Ma. à partir des protolithes orthogneissiques datés à 550 Ma par la même méthode (Bé Mézème et al., 2006, 2007). Des âges semblables sont obtenus pour les migmatites de la zone axiale de la Montagne Noire (Faure et al., 2010) ou celles du sud Millevaches (Faure et al., 2009). La fusion crustale du sud du Massif central, d'âge Namurien, est postérieure à la tectonique de nappe de l'Albigeois, des Cévennes et de la Montagne Noire et antérieure à la mise en place des plutons granitiques. En revanche, le contexte tectonique (compression ou extension) de l'anatexie viséenne reste controversé bien que le contexte compressif semble plus probable.

Le plutonisme du Namuro-Westphalien syn-D4

La fusion crustale se poursuit par la mise en place de plusieurs générations de plutons granitiques (Figure 9). Il est classique de distinguer des leucogranites et des monzogranites porphyriques (Didier et Lameyre, 1969). Dans le sud du Massif Central, les plutons de monzogranite porphyrique sont de loin les plus représentés : Margeride, Pont-de-Montvert-Borne, Aigoual-St-Guiral-Liron, Villefranche de Rouergue, etc…). L'âge de ces plutons est compris entre 325 Ma et 310 Ma. A l'exception du massif d'Entraygues (terminaison occidentale du pluton de la Margeride), il n'existe pas de données structurales sur les plutons présents sur la carte. Dans les plutons des Cévennes et de la Châtaigneraie, des études pétro-structurales et d'anisotropie de

susceptibilité magnétique mettent en évidence la présence de structures internes développées à l'état sub-solidus, pendant la cristallisation du magma (Olivier et al., 2002; Talbot et al., 2004, 2005a, 2005b; Joly et al. 2009). En particulier une linéation NW-SE, acquise pendant la cristallisation du magma, et parallèle à la linéation minérale des micaschistes de l'auréole de contact, indique un contexte tectonique régional extensif qui correspond à celui du désépaississement crustal de la chaîne varisque pendant l'événement D4.

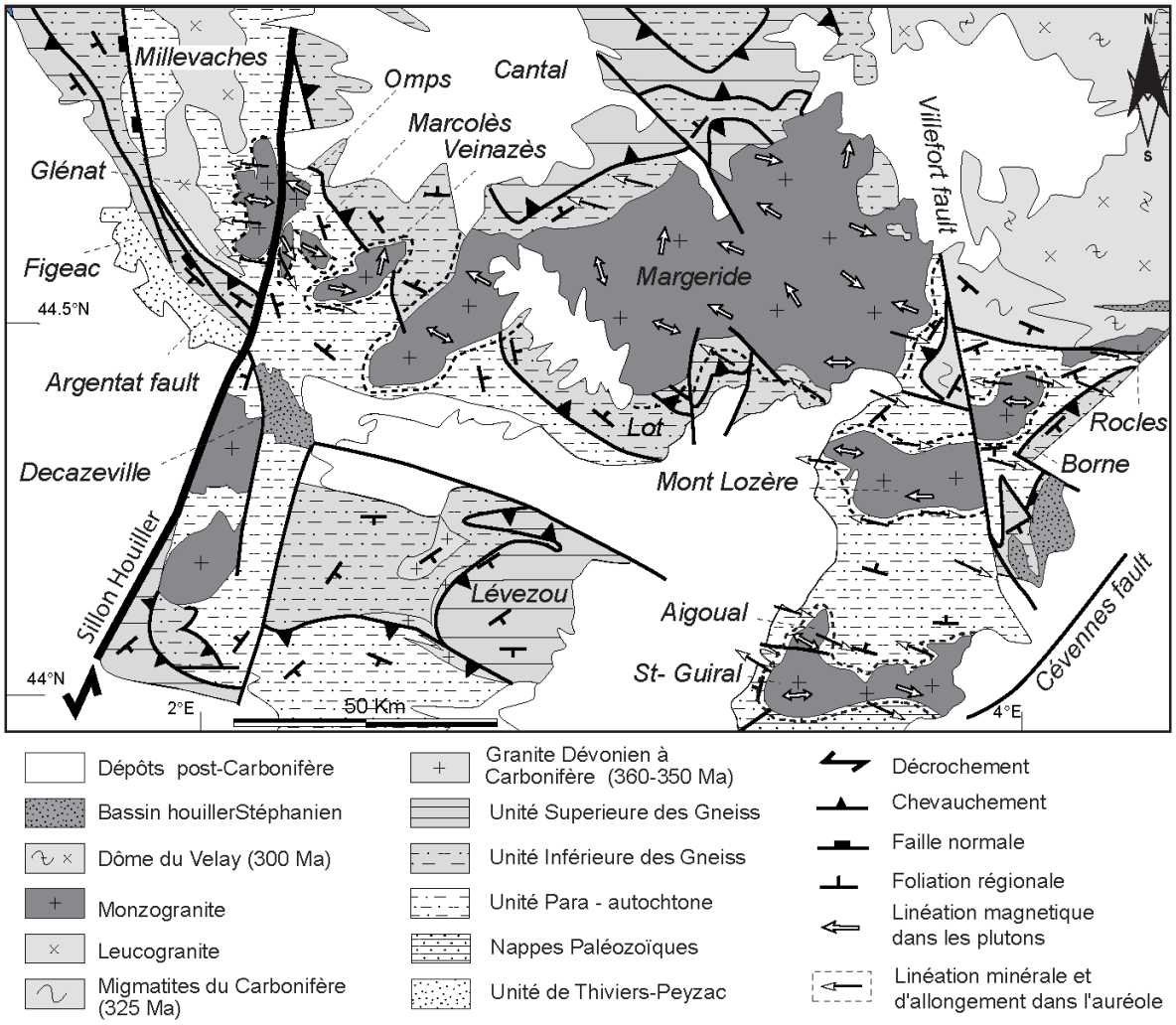


Figure 9 – Schéma structural des plutons namuriens du sud du Massif central dans leur contexte structural montrant la bonne cohérence des linéations (d'après Joly et al. , 2009).

La fusion crustale du Carbonifère supérieur (Westphalien-Stéphanien)

Dans le SE du Massif central, on reconnaît un troisième épisode de fusion crustale (migmatites M3), limité au dôme granito-migmatitique du Velay (Ledru et al., 2001). Son âge Carbonifère supérieur (Stéphanien) indique que cette anatexie est contemporaine du jeu de la faille normale du Pilat et du remplissage du bassin houiller de St-Etienne entre 320 et 290 Ma (Malavieille et al., 1990). Cette anatexie “vellave”, bien développée entre St-Etienne et le nord des Cévennes, n’existe pas dans la partie sud-ouest du Massif central couverte par la carte.

A l’échelle de la carte, le granite du Sidobre, daté à 308±8 Ma (Pin, 1991) doit être rapporté à cet épisode. Il s’agit d’un pluton zoné avec un faciès central “bleu” riche en biotite et un faciès périphérique clair. Des études d’anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) du granite montrent que le pluton du Sidobre a une architecture anticlinale d’axe N-S et une linéation magnétique orientée N-S à NNE-SSW (Darrozes et al., 1994). L’analyse gravimétrique du pluton indique qu’il s’agit d’un sill, enraciné au SW, et affecté par des failles normales synmagmatiques de direction NW-SE (Ameglio et al., 1994). Le pluton du Sidobre, est donc un marqueur de la tectonique extensive D5 documentée par la sédimentation syntectonique des bassins houillers.

4. Les bassins houillers du Carbonifère supérieur (Stéphanien) et le démantèlement de la chaîne varisque méridionale

Les bassins houillers les plus importants de la feuille: Decazeville, Figeac, Carmaux, Brousse-Broquiès, Espalion, sont lithologiquement et structuralement comparables aux autres bassins limniques intramontagneux du Massif central: St-Etienne, Le Creusot, Commentry, Ahun, Messeix, Graissessac, Cévennes, etc… (Vetter, 1971, Gras, 1978). Ils sont formés de dépôts fluviatiles ou lacustres issus de l’érosion des formations plutoniques et métamorphiques environnantes. Les horizons charbonneux, généralement de puissance variable, entre 1m et 30 m, correspondent à des accumulations considérables de cryptogames vasculaires arborescents. Des coulées volcaniques acides (rhyolites, trachytes) et basiques (basaltes alcalins potassiques, basanites), des cinérites, interstratifiées dans les dépôts terrigènes et charbonneux et des filons de basaltes alcalins se rencontrent dans la plupart des bassins, mais elles sont rarement datées. Les datations de zircons magmatiques à la sonde ionique donnent des âges très cohérents de 298-296 Ma pour l’ensemble des bassins étudiés: Bosmoreau, Bertholène, Graissessac, Roujan-Neffiès, Cévennes, Jaujac (Bruguier et al. 2003). Cependant, dans les bassins de Decazeville et de Bosmoreau, des rhyolites et cinérites situées à la base de la série sédimentaire contiennent des zircons datés à 332± 16 Ma (Bruguier et al. 1998) qui pourraient correspondre à des grains hérités du magmatisme viséen.

La formation de ces bassins est contrôlée par la tectonique extensive post-orogénique pendant l’événement D5 au Stéphanien (Malavieille, 1993; Faure, 1995). Cette interprétation est bien étayée pour le bassin de Graissessac dont la limite sud

correspond à la faille normale dextre de Graissessac (Echtler et Malavieille, 1990). Dans le Rouergue, le bassin de Decazeville est un des plus grands du Massif central qui a donné lieu à plusieurs études (Vetter, l971; Gélard et al., 1986; Bonijoly et Castaing, 1987; Basile, 2005). Il se situe à la croisée de plusieurs failles majeures: F. d'Argentat, Sillon Houiller et failles subordonnées. Il correspond globalement à un pull-apart contrôlé par le jeu sénestre du Sillon Houiller et de ses failles satellites. Les plis qui déforment les couches de grès et de charbon sont parfois interprétés comme le résultat d'un diapirisme des niveaux charbonneux (Basile, 2005). Ils permettent de déterminer une direction de raccourcissement NW-SE à E-W, mais en aucun cas une direction de compression car les déformations dans la direction verticale ne sont jamais analysées. Si celle-ci sont prises en compte, il apparaît que l'axe vertical est une direction de raccourcissement et la direction d'allongement est NNE-SSW. Ces axes de déformation finie sont en accord avec un régime tectonique extensif.

Le bassin de Figeac a une forme rectangulaire, dont le grand côté occidental, de direction NW-SE, localise la faille normale synsédimentaire contemporaine de sa formation.

Bien que très largement masqué par les dépôts permiens et plus récents, le bassin de Carmaux se caractérise également par un remplissage syntectonique contrôlé par des failles normales NW-SE à pendage SW (Gras, 1978).

5. Conclusion

L'ensemble des événements tectoniques, sédimentaires, métamorphiques et plutoniques sont synthétisés dans le tableau ci-dessous et interprétés dans le cadre géodynamique de l'évolution de la chaîne varisque (Figure 10).

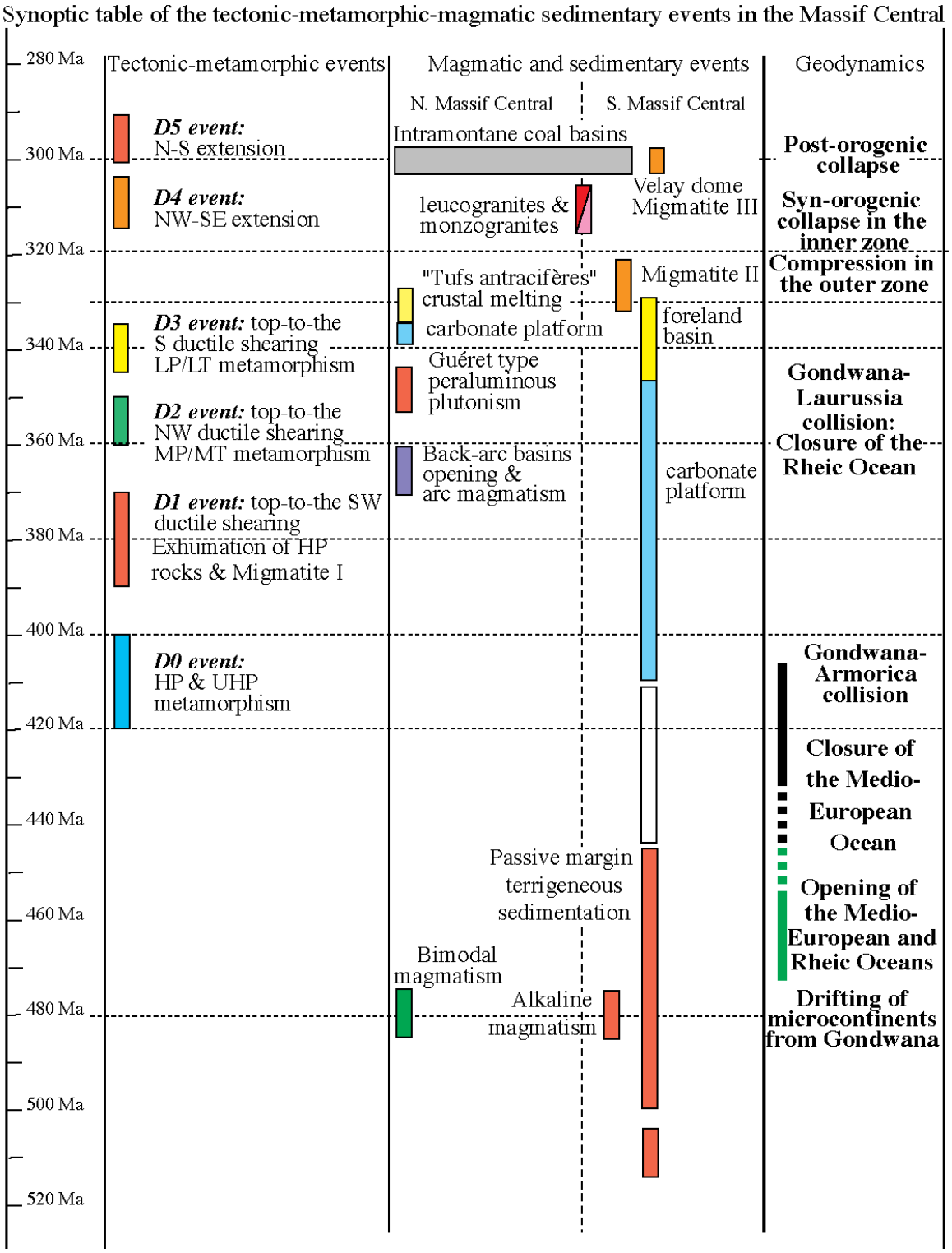


Figure 10 – Tableau synoptique des événements sédimentaires, tectoniques, métamorphiques, et magmatiques du Massif central français (d'après Faure et al., 2009).

3.3.2. Le cycle Varisque dans les Pyrénées

La partie sud de la carte géologique de la région Midi-Pyrénées intéresse la partie centrale du domaine varisque des Pyrénées. Ce domaine orogénique présente des caractéristiques très différentes de celles observées dans le Massif Central Français, et sera donc traité à part.

Schéma structural

Le domaine varisque des Pyrénées est constitué de trois grands ensembles géologiques (Figure 11). On distingue la croûte supérieure constituée de séries métasédimentaires cambriennes à carbonifères présentant un faible degré métamorphique, les dômes migmatitiques et gneissiques et leur couverture méta-sédimentaire précambrienne présentant un métamorphisme HT-BP, et les grands plutons calco-alcalins intrusifs dans la croûte supérieure.

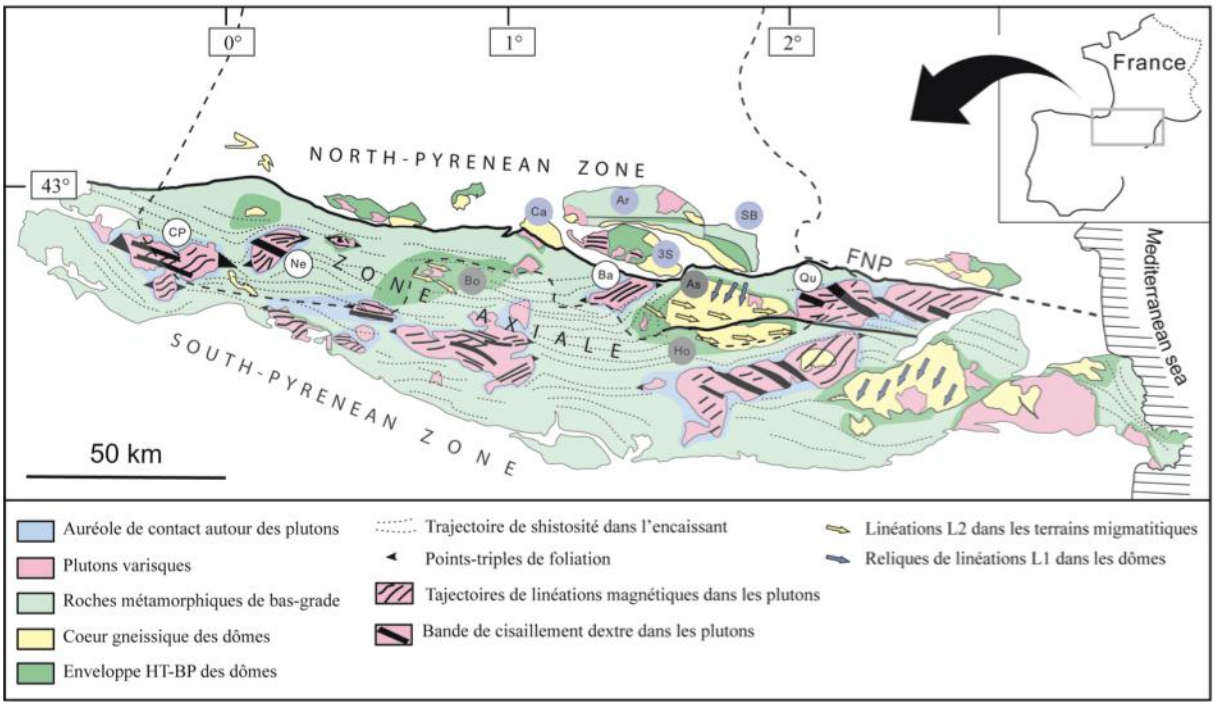


Figure 11 – Carte géologique du domaine varisque des Pyrénées. Plutons : CP = Cauterets-Panticosa, Ne = Néouvielle, Ba = Bassiès, Qu = Quérigut. Dôme gneissique : As = Aston, Ho = Hospitalet, Bo = Bossost. Massifs Nord-pyrénéen : Ar = Arize, CA = Castillon, SB = Saint-Barthelemy, 3S = Trois-Seigneur (d'aprés Denèle et al., 2014).

La schistosité majeure est souvent verticale dans la croûte supérieure et orientée en moyenne à N100°E. En carte cette schistosité verticale "moule" les dômes gneissiques qui présentent une foliation subhorizontale. Ce fort contraste structural est à l'origine de l'application du concept de superstructure/infrastructure à la croûte varisque des Pyrénées (Zwart, 1965), sans que l'on sache déterminer son origine, ni interpréter cinématiquement les zones de transitions entre domaines à schistosités verticales et

domaines à foliations horizontales. Les grands plutons sont allongés parallèlement à la schistosité majeure de l'encaissant et montrent des points triples de schistosités dans l'encaissant situé aux coins SW et NE, traduisant une composante de décrochement dextre contemporaine de leur mise en place (Gleizes et al., 1998).

La sédimentation

- ***1.* Ordovicien supérieur, plate-forme mixte en zone subpolaire**

Les roches sédimentaires pélitiques de l'Ordovicien supérieur (o5-6) sont les témoins d'une vaste plate-forme détritique localisée sur la marge subpolaire du paléocontinent Gondwana. Elles se sont déposées dans des zones relativement calmes, à des profondeurs modérées à fortes. La transition avec les dépôts sous-jacents est marquée par une discordance et/ou par un conglomérat transgressif à galets de quartz (o5Cg). Au sein des dépôts pélitiques, des passées de sédiments plus grossiers, souvent décarbonatés et fossilifères peuvent indiquer des milieux de dépôts moins profonds, bien oxygénés et relativement tempérés. En Midi-Pyrénées, l'enregistrement de la période glaciaire fini-ordovicienne pourrait être représenté par des dépôts gréseux à quartzitiques azoïques localisés entre les dépôts fossilifères de l'Ordovicien supérieur et les sédiments siluriens (Gil-Peña et al., 2001).

- **2. Silurien, transition d'une plate-forme dysoxique post-glaciaire vers une plate-forme carbonatée tropicale**

Les sédiments du Silurien inférieur, majoritairement très fins, se sont déposés à des profondeurs importantes dans un milieu en déficit d'oxygène, identifié par leurs couleurs foncées, leur faible granulométrie et la présence de fines laminations. Seules quelques intercalations carbonatées sont présentes en Haute-Garonne (Bagnères de Luchon, Bossost), indiquant une zone moins affectée par la dysoxie générale. Cependant les conditions n'ont pas toujours été aussi hostiles, les calcaires relativement fossilifères du Silurien moyen indiquant des retours à des environnements moins profonds, plus chauds et plus oxygénés. Au Silurien supérieur, les faciès observés sont de nouveau variés avec une dominante détritique fine à galets carbonatés, témoin du démantèlement d'une plate-forme médiane carbonatée. Au Silurien terminal, les dépôts carbonatés sous forme de concrétions dans une matrice calcaire ou sous forme de bancs francs montrent une stabilisation d'une plate-forme carbonatée proximale relativement calme et oxygénée.

- **3. Dévonien inférieur et moyen, sédimentation de bassins individualisés sous contrôle tectonique en zone équatoriale**

Au Dévonien, les Pyrénées se trouvent en zone équatoriale, ce qui favorise la formation de carbonates. C'est à cette époque que peuvent être différenciés deux grands bassins midi-pyrénéens : un ensemble oriental (l'Ariège) où dominent les carbonates (d1-5a) et un ensemble occidental (Haute-Garonne et Hautes-Pyrénées) où dominent les roches détritiques (d1-5b). Cependant la limite géographique entre les deux ensembles reste difficile à identifier, du fait d'incertitudes quant à leur

éloignement des zones émergées médianes de l'époque (supposées dans la haute vallée de l'Ebre).

Comme partout en Europe occidentale, le Dévonien inférieur et moyen en Midi-Pyrénées montre dans les deux ensembles la même transition vers des faciès plus profonds et plus carbonatés. Les profondeurs sont néanmoins plus importantes vers le NNE. Cependant des interprétations plus précises sont difficiles et très controversées, du fait des reconstructions tectoniques variées et des changements de faciès à différentes échelles de quelques mètres à quelques dizaines de kilomètres. Les compositions lithologiques, les contenus faunistiques et les épaisseurs des différentes unités stratigraphiques varient au sein d'une vallée et d'une vallée à l'autre. Un bel exemple de variations latérales de faciès est la succession du Dévonien inférieur et moyen de la nappe de Gavarnie entre Bagnères-de-Luchon et Gavarnie (Majesté-Menjoulas et Rios, 1995).

- **4. Dévonien supérieur-Carbonifère, sédimentation homogène de bassin profond influencé par l'orogenèse varisque**

C'est à partir du sommet du Dévonien (Famennien) que les faciès deviennent assez homogènes sur l'ensemble de la chaîne pyrénéenne en Midi-Pyrénées. Une plate-forme carbonatée profonde s'installe. La série sédimentaire débute par des calcaires rouges noduleux, localement riches en céphalopodes, connus sous le nom 'griottes'. Ils laissent place à des carbonates gris formés (d5-7b) dans un milieu similaire, qui marquent la transition vers le Carbonifère (hC).

Le bassin s'approfondit et les carbonates sont remplacés par des argilites et des jaspes. Quelques fluctuations marines, notamment des chutes de niveau marin, laissent occasionnellement réapparaître des carbonates. Au cours du Viséen supérieur-Bashkirien inférieur, ce faciès homogène, épais d'une centaine de mètres, va progressivement disparaître d'Est en Ouest avec le dépôt de plusieurs centaines de mètres d'argilites, siltites, grès et conglomérats. Ce faciès marin flysch, dit 'Culm', représente dans les Pyrénées le remplissage du bassin varisque par des turbidites, debris flows, et tempestites. La présence de blocs de carbonates inclus dans ces sédiments détritiques témoigne de l'existence d'une plate-forme carbonatée, probablement proche, complètement détruites lors de l'orogénèse varisque. Ces carbonates dont les plus connus sont ceux d'Ardengost (Vallée de la Neste), contiennent une faune proximale d'aspect récifal qui contraste avec la faune plus profonde des roches détritiques contemporaines.

- **5. Permien, séries continentales post-tectoniques**

Les sédiments permiens (r) se sont déposés dans des petits bassins continentaux à l'intérieur de la chaîne de montagne varisque. Ce sont surtout des dépôts de cônes alluviaux et sédiments associés (brèches et argilites/siltites). Leurs couleurs rouges qui les caractérisent témoignent leur formation sous un climat aride et sec.

La déformation

Les terrains varisques des Pyrénées ont été affectés par plusieurs phases de déformation, plus ou moins pénétratives, générant plis et/ou schistosités (Figure 12). En première approche, deux domaines structuraux sont décrits (De Sitter et Zwart, 1960; Zwart, 1979, Denele et al., 2009) : (i) Une infrastructure, de métasédiments paléozoïques de moyen à haut degré métamorphique recouvrant des dômes ortho et paragneissiques. Les foliations de cet ensemble sont faiblement pentées et dessinent des structures en dôme. (ii) Une superstructure de métasédiments paléozoïques de faible voire de très faible degré métamorphique qui présentent des plis serrés à schistosité de plan axial subverticale EW redressée et à axes subhorizontaux.

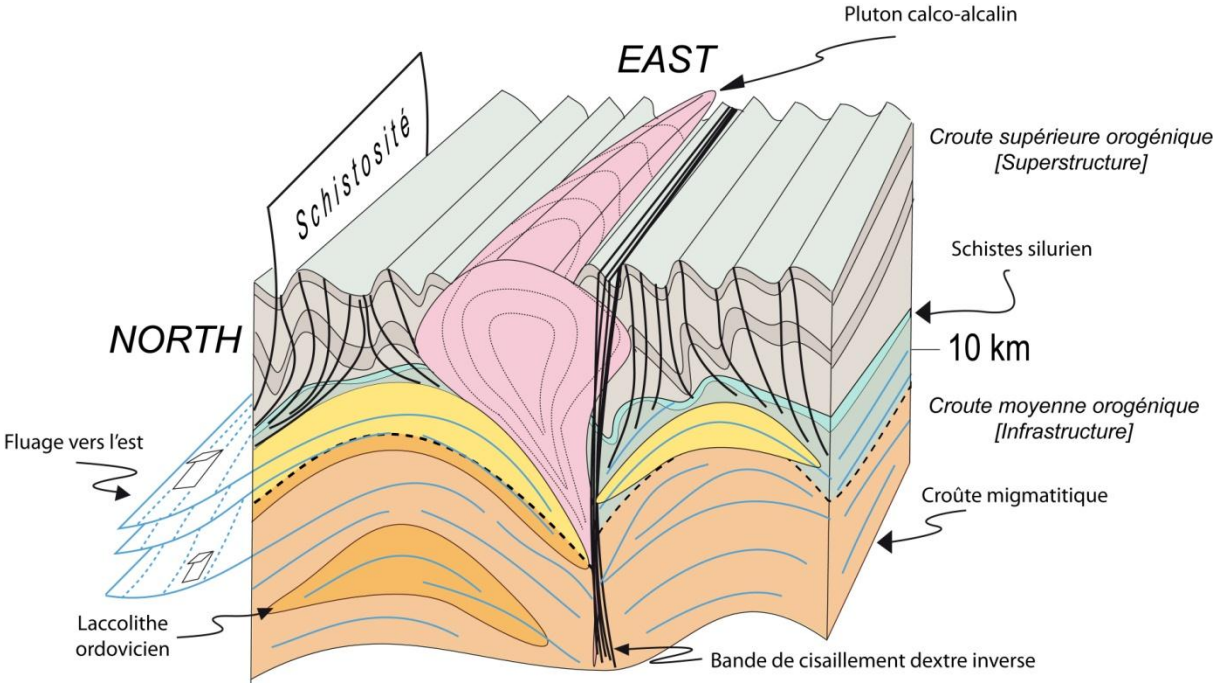


Figure 12 – Schéma structural des terrains varisques des Pyrénées (Denèle, comm. pers.).

Les grands plutons calco-alcalins sont intrusifs dans la superstructure. Ils présentent généralement une forme en goutte inversée avec un grand axe dirigé EW. L'étude systématique des plutons par la méthode de l'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique (ASM) a permis de mettre en évidence leur caractère syntectonique dans un contexte à composante décrochante, probablement transpressif (Gleizes et al., 1998). Pour ce qui concerne la carte de Midi-Pyrénées les plutons de Bassiès, Néouvielle, Cauterets, Quérigut, Ercé et Foix ont été étudiés et montrent systématiquement : (i) des linéations magmatiques horizontales et des foliations magmatiques verticales impliquant une déformation avec une composante en décrochement dans leur site de mise en place, (ii) des linéations et des foliations orientées en moyenne à N60°E oblique sur les structures hercyniennes des Pyrénées avec des trajectoires de type sigmoïde en S, indiquant un sens de cisaillement dextre

au cours de cette déformation, et (iii) des bandes de cisaillement à fonctionnement dextre inverse.

Les dômes gneissiques situés dans la Zone Axiale du segment pyrénéen dans la région Midi-Pyrénées, (i.e. Aston et Hospitalet) présentent un cœur migmatitique et essentiellement orthodérivé. Le protolithe de ces orthogneiss correspond à des granites ordoviciens (~ 470 Ma, Denèle et al., 2009) dont le gisement correspondait vraisemblablement à de grands laccolithes à contacts remarquablement stratiforme. Ces massifs gneissiques présentent des formes elliptiques allongées en EW avec des trajectoires de foliation gneissiques qui montrent une succession de plis ouverts de dimension kilométrique.

Il existe de nombreuses variantes pour la description des déformations superposées dans les terrains varisques de la Zone Axiale. Dans les travaux le plus récents les auteurs considèrent quatre déformations majeures dans la croûte supérieure et la croûte moyenne (Denèle et al., 2014). La déformation D1 correspond à une schistosité régionale et à des plis couchés vers le sud associés à des chevauchements de faible ampleur. La déformation D2-a est localisée dans la croûte moyenne orogénique et correspond à la formation de foliations et linéations de haute température, contemporaines du métamorphisme HT-BP et de la migmatitisation. La déformation D2-b est marquée par la formation de larges plis ouverts à cœur orthogneissique dans la croûte moyenne (dôme) et de plis droits serrés avec schistosité de plan axial dans la croûte supérieure. La déformation D3 correspond à la localisation de la déformation au niveau de bande de cisaillement à fonctionnement dextre inverse.

Sous l'isograde de la sillimanite (~ paléo-isotherme 550°C) les gneiss des dômes de l'Aston et de l'Hospitalet montre une déformation intense de haute température (D2-a) et qui assiste la fusion partielle, avec des linéations E-W associés à des sens de cisaillement vers l'est. Dans le dôme de l'Aston on peut observer une zone de transition entre les isogrades de la sillimanite et de la biotite (~ paléo-isotherme 350°C) où des reliques de la déformation D1 sont observés dans les orthogneiss alors que les granites crustaux intrusifs dans les gneiss sous forme de sills enregistrent la déformation D2-a.

Les massifs nord-pyéréens montrent des différences notables d'un point de vue de la déformation par rapport à la Zone Axiale. La structure des massifs nord-pyrénéens est globalement monoclinale à pendage variable vers le nord. Sous une très mince série permienne, on y observe de haut en bas : 1/ un ensemble dévono-carbonifère plissé et schistosé, peu ou pas métamorphique, à structure parfois en éventail déversé vers le nord au nord et vers le sud au sud; 2/ les schistes noirs du Silurien, qui correspondent à un important décollement sans doute polyphasé (vergence nord tardive superposée à une vergence sud précoce); 3/ un ensemble paléozoïque inférieur à métamorphisme croissant vers le bas, constitué de schistes, de micaschistes et de migmatites très hétérogènes contenant des granitoïdes variés et des septas de marbres et d'amphibolites (b1 et b2 sur la carte) ; 4/ dans les massifs du St-Barthélémy et du Castillon uniquement (b0 sur la carte), une série gneissique monoclinale à faible pendage vers le nord dont la partie supérieure peut être rapportée au faciès amphibolite, et la partie inférieure au faciès granulite de BP, et dont le protolithe est

vraisemblablement d'âge précambrien. Ces massifs ont souvent été interprétés en termes de dôme ou de fragment de dôme à cœur gneissique. De nombreuses zones de cisaillement ductiles et fragiles-ductiles sont présentes dans l'ensemble des séries migmatitiques et gneissiques. Le contact entre les gneiss b0 et les séries migmatitiques ou micaschisteuses supérieures (b1 et b2) est tectonique et constitué par une zone de cisaillement ductile à faible pendage. Le sens du cisaillement consiste en un déplacement vers le sud du bloc supérieur, suivant une direction NO-SE à NNO-SSE, parallèle à la linéation d'allongement, et ce à tous les stades de la déformation, des plus précoces (cisaillements syn-granulites) aux plus tardifs (cisaillements fragiles-ductiles) (St Blanquat et al, 1990; St Blanquat, 1993).

Les MNP sont donc caractérisés par une première phase de déformation qui, dans les parties profondes de ces massifs (protolithe des gneiss et des migmatites), se traduit par une foliation prograde aujourd'hui uniquement visible en inclusion dans les porphyroblastes du métamorphisme ou dans les zones non affectées par la déformation pénétrative rétrograde. Dans les séries sédimentaires paléozoïques des unités supérieures de ces massifs, cette déformation correspond au développement de plis synschisteux, parfois associés à des petits chevauchements. Cette déformation hétérogène, prograde, et à vergence sud, peut être corrélée à la phase D1 décrite dans la zone axiale. Elle est suivie d'une déformation ductile homogène qui est synchrone du pic thermique du métamorphisme de HT et de l'anatexie, sans doute l'équivalent de la D2 de la ZA, qui se poursuit dans un continuum tectono-métamorphique rétrograde par une déformation ductile pénétrative puis de plus en plus localisée (formation de zones de cisaillement), à vergence sud (Castillon, St Barthélémy) dans les niveaux profonds, et parfois à vergence nord dans les unités supérieures. Cette déformation correspond à la D3 de la ZA. On a donc dans les MNP un continuum D2-D3. Le décollement généralisé situé au niveau du Silurien a sans doute accommodé ces différentes phases de déformation successivement.

La déformation D1 traduit un épaississement modéré ou l'épaississement d'une croûte préalablement amincie, comme le montre la déformation par décollement de couverture, plissements et schistosités, sans grands accidents chevauchants profonds, et l'absence, à ce jour, de paragénèse de moyenne et/ou haute pression (≥ 7-8 kb), la rareté du disthène et l'abondance de la sillimanite comme silicate d'alumine caractéristique du pic métamorphique, et la présence de cordiérite primaire dans certains niveaux granulitiques. D'après ses relations avec le pic du métamorphisme, cette phase D1 est d'âge anté-stéphanien (Gzhélien ?), puisque ce pic est daté à environ 305 Ma. Dans les MNP, la deuxième déformation, le continuum D2 - D3, syn et tardi-métamorphe, traduit un amincissement vertical de la croûte qui a pu être estimée à 5-8 km dans le St Barthélémy (St Blanquat et al, 1990; St Blanquat, 1993).

Pour terminer, signalons que les déformations pré- et synorogéniques alpines ont impacté les MNP, parfois de manière pénétrative. La présence de talc d'âge crétacé déformé dans le contact anormal des schistes noirs du Silurien dans le massif du St Barthélémy montre par exemple que cet accident a certainement rejoué à plusieurs reprises pendant le cycle alpin (Schärrer et al, 1997; Boutin et al., sous presse). De plus, les MNP constituent des blocs allochtones chevauchant leur avant pays vers le

nord, les différents éléments structuraux varisques n'y sont donc pas dans leur position et orientation originelle.

Le métamorphisme

La déformation varisque majeure dans les Pyrénées (D2) est synchrone d'un métamorphisme de haute température (formation de granulites de basse pression et de migmatites) (Vielzeuf, 1984 ; St Blanquat et al., 1990 ; St Blanquat, 1993 ; Laumonier et al., 2010), et d'un magmatisme de nature variée (basique, intermédiaire et acide) dont les sources et le contexte de genèse sont inconnus. Cet épisode de HT, dont le pic est bien daté à environ 310 - 295 Ma (Delaperrière et al., 1994), est connu ailleurs à peu près au même âge dans la chaîne varisque (Massif Central, Bohème, Ivrée, Corse, Calabre…) (Pin et Vielzeuf, 1983) où il succède à une évolution orogénique 'classique' marquée en particulier par la genèse et l'exhumation de roches de haute pression. Dans les Pyrénées, ce n'est pas le cas, et l'épisode de HT 'intercepte' et prend la place d'une première phase de courte durée et de faible intensité (D1, nappes de couverture) qui produit un épaississement crustal modéré (pas de roches métamorphiques de haute pression identifiées). Bien que tout ceci permette de positionner les Pyrénées dans les zones externes de l'orogène varisque, il reste que la singularité du segment pyrénéen de la chaine varisque est la prédominance de cet événement HT et des phénomènes associés (déformation, magmatisme).

Le pic thermique est synchrone de la transition entre sédimentation syn- et post orogénique au Stéphanien sup (environ 305 Ma). En conséquence, si l'on s'en tient à l'interprétation classique des séries volcano-clastiques continentales stéphano-permiennes, une grande partie de l'histoire varisque pyrénéenne peut être qualifiée de 'post-orogénique' et déborde largement sur le Permien.

La proximité temporelle avec le pic thermique et la probable faible intensité de l'épaississement, montrent que la chaleur ne peut pas être produite par la relaxation thermique de la croûte épaissie.

Une source potentielle de chaleur est le magmatisme intrusif. Dans les Pyrénées, il est principalement exprimé par une 30aine de plutons répartis sur l'ensemble de la chaîne. Les données géochronologiques récentes montrent que ce plutonisme se situe entre la fin du Carbonifère et le début du Permien (315-295 Ma), avec quelques exceptions (pluton d'Aya dans les massifs basques à 267 Ma) (Denèle et al., 2014). Il est donc contemporain du métamorphisme HT et en partie contemporain du volcanisme stéphano-permien. Ce plutonisme est classiquement décrit comme calco-alcalin, une signature qui indiquerait l'implication d'une zone de subduction dans sa formation. Or les données géologiques ne montrent pas trace de la présence d'une telle zone à cette époque à l'emplacement et autour des Pyrénées. De plus, les compositions variables basiques à acide et les volumes important des roches magmatiques montrent qu'une origine purement supra-crustale, anatectique, n'est pas envisageable. Enfin, les auréoles de contact autour des grosses intrusions recoupent en général les isogrades du métamorphisme régional.

Tout ceci montre que le métamorphisme de HT et l'anatexie ne sont pas à l'origine des intrusions, mais aussi que la chaleur apportée par les intrusions ne peut pas être la cause du métamorphisme de HT et de l'anatexie associée.

La question de l'origine - ou des origines - du magmatisme et du métamorphisme n'est donc pas résolue. Les différents arguments présentés ci-dessus (géochronologie, relations de terrain, composition) suggèrent qu'ils ont une même origine profonde, croute inférieure et/ou manteau lithosphérique ou asthénosphérique, liée à un contexte géodynamique particulier.

Le magmatisme

- **Magmatisme carbonifère**

Le plutonisme carbonifère est caractérisé par plusieurs plutons de plusieurs dizaines de km2 à quelques km2, situés dans la Zone axiale et dans la Zone nord-pyrénéenne. Dans la Zone axiale ce sont, d'ouest en est, les plutons de Cauterets oriental, Cauterets occidental, Néouvielle, Bordères, Lis-Caillaouas, Riberot, Bassiès et Quérigut. Dans la Zone nord-pyrénéenne, ce sont Lacourt, Ercé, Trois-Seigneurs et Foix.

Ces plutons sont zonés pour la plupart, avec des zonations parfois complexes (récurrences de facies) comme dans le cas de Cauterets occidental, ou bien des zonations plus simples et normales (faciès basiques en périphérie) comme dans le cas de Néouvielle. Les faciès les plus basiques qui n'apparaissent que dans quelques plutons sont des gabbros quartziques (Bordères) mais le plus souvent on rencontre de l'extérieur vers l'intérieur des diorites quartziques, des granodiorites, puis des monzogranites et enfin des leucogranites, ces derniers souvent sécants sur les faciès précédents.

Ce magmatisme calco-alcalin est issu d'une fusion partielle de la croûte avec une contribution mantellique plus ou moins importante (Roberts et al., 2000).

Les trajectoires de foliation magmatique, plans d'aplatissement du magma en fin de cristallisation dans son site de mise en place, sont en général globalement parallèles aux bordures de ces plutons (Cauterets, Bassiès). Les linéations magmatiques, qui matérialisent l'étirement du magma en fin de cristallisation, sont orientées de façon remarquable selon une direction NE-SW, qui peut varier de façon à dessiner des sigmoïdes en S, tandis que les linéations sub-solidus sont orientées selon une direction WNW-ESE. Ces déformations sub-solidus peuvent évoluer jusqu'à la formation de bandes de déformation solide de type mylonitique. Ces différents éléments structuraux montrent que ces plutons se sont mis en place dans un régime de déformation transpressif dextre.

L'âge de ce plutonisme carbonifère est de mieux en mieux établi, plusieurs plutons étant maintenant bien datés par la technique U/Pb sur zircons. Les âges les plus souvent obtenus se situent autour de 306 Ma.

- **Magmatisme permien**

Le volcanisme "stéphano-permien" n'est représenté dans notre secteur que par l'épisode du Permien moyen, caractérisé par des coulées métriques à plurimétriques de basaltes probablement alcalins.

Synthèse

La synthèse des données pétro-structurales, géochronologiques et métamorphiques a permis de développer un modèle dynamique évolutif de la croûte orogénique varisque dans la Zone Axiale des Pyrénées (Figure 13). On observe un stade précoce d'épaississement crustal en contexte de convergence nord-sud. L'épaississement crustal est caractérisé par des reliques de métamorphisme de moyenne pression, par une tectonique ductile vers le sud dans la croûte moyenne et par la formation de chevauchement et de plis à vergence vers le sud dans la croûte supérieure. Il est important de noter que la tectonique de nappes de grande ampleur observées dans le Massif Central est absente dans le domaine varisque des Pyrénées. Cette tectonique précoce est contemporaine du dépôt des flysch à faciès culm d'âge carbonifère supérieure, et se déroule donc entre 325 et 315 Ma. On observe par la suite un changement brusque des conditions de déformation avec une augmentation significative de la température marquée par un évènement de fusion partielle. La croûte moyenne orogénique surchauffée par la mise en place de magmas est alors affecté par un épisode de fluage latéral interprété comme synchrone de la convergence. Cet épisode de déformation qui est contemporain de la migmatisation a été daté autour de 306 Ma dans le massif de l'Aston. La croûte refroidie ensuite assez rapidement et on assiste à un plissement d'échelle crustale avec formation de plis droits serrés dans la croûte supérieure caractéristique de la "superstructure". Le plissement ouvert des laccolites ordoviciens plus compétents est à l'origine de la formation de dômes gneissiques de la Zone Axiale. Ce plissement est sub-contemporain de la mise en place des grands plutons calco-alcalins dans la croûte supérieure et se déroule en contexte globalement transpressif Nord-Sud. L'âge moyens des plutons autour de 300 Ma donnent une borne temporelle supérieure pour cette déformation. Finalement entre 300 et 290 Ma on assiste au refroidissement progressif de la croûte varisque qui engendre une localisation de la déformation, et la formation de larges bandes mylonitiques.

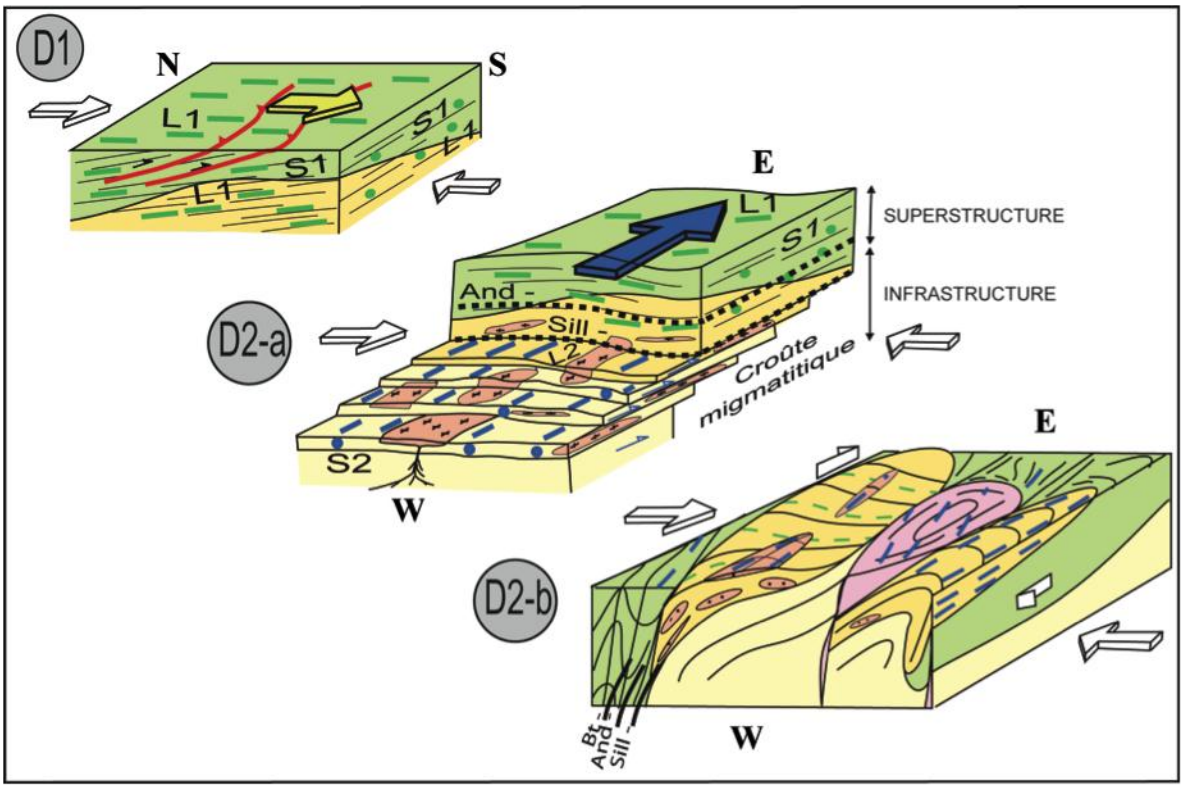


Figure 13 – Reconstitution des évènements magmatiques et tectoniques dans les dômes de l'Aston et de l'Hospitalet (Denèle et al., 2014)

Les terrains varisques des Pyrénées ont longtemps étaient considérés comme appartenant aux domaines externes de la chaîne varisque en raison de la présence de bassin flysch et de l'absence de reliques de métamorphisme de haute-pression. Cependant ces terrains sont caractérisés par des évènements tardi-orogéniques de haute-température tels que fluage crustal, formation de dômes gneissiques et fusion partielle de la croûte moyenne, que l'on ne s'attend pas à observer dans une zone externe classique d'une chaîne de montagne. Une autre spécificité des Pyrénées est liée au fait que ces évènements de haute-température ont lieu sur une période de temps relativement courte (i.e. 10 Ma) à l'échelle de la chaîne varisque.

Les terrains varisques de la Zone Axiale des Pyrénées constituent un des domaine les plus énigmatiques de la chaîne varisque d'Europe occidentale (Figure 14). Ceci est lié à leur position isolée dans les Pyrénées alpines entre le Bassin d'Aquitaine et le bassin de l'Ebre, loin des segments bien connus du Massif Central d'une part et des massifs ibériques d'autre part. De plus la corrélation de ces terrains avec les Massifs Nord-Pyrénéens et le Massif Central reste imprécise en raison des déplacements permiens et crétacés qui ont affectés le Golfe de Gascogne et la Faille Nord-Pyrénéenne.

Une des caractéristique majeure de la chaîne varisque correspond à la présence de syntaxes de grande dimension tel que l'arc localisé des Cantabriques et l'arc Ibero-armoricain qui s'étend entre la Bretagne et le Portugal. Des travaux récents dans la

zone cantabrique ont montré que la courbure caractéristique de l'arc cantabrique et plus généralement de l'arc ibéro-armoricain était liée à un plissement tardi-varisque autour d'un axe vertical, qui a eu lieu entre 307 et 295 Ma. Des auteurs ont interprété ce plissement comme étant d'échelle lithosphérique. La formation de ce plissement de grande échelle a pu engendrer des phénomènes géodynamiques particuliers telle qu'une délamination lithosphérique au cœur de l'arc et une remontée asthénosphérique. Ces phénomènes pourraient entraîner le magmatisme intense que l'on observe au cœur de l'arc autour de 300 Ma.

Les déformations de haute-température du domaine varisque des Pyrénées et la formation de l'arc Cantabrique sont contemporains. Le caractère syntectonique des plutons varisques des Pyrénées ainsi que les déformations de haute-température qui ont lieu dans ce domaine, peuvent être lié à l'existence d'une zone de décrochement dextre d'échelle lithosphérique au niveau des Pyrénées qui accommode la formation de l'arc cantabrique plus au sud. Dans ce modèle le magmatisme intense des Pyrénées serait une conséquence de la formation de l'arc cantabrique et de la délamination lithosphérique qui l'accompagne.

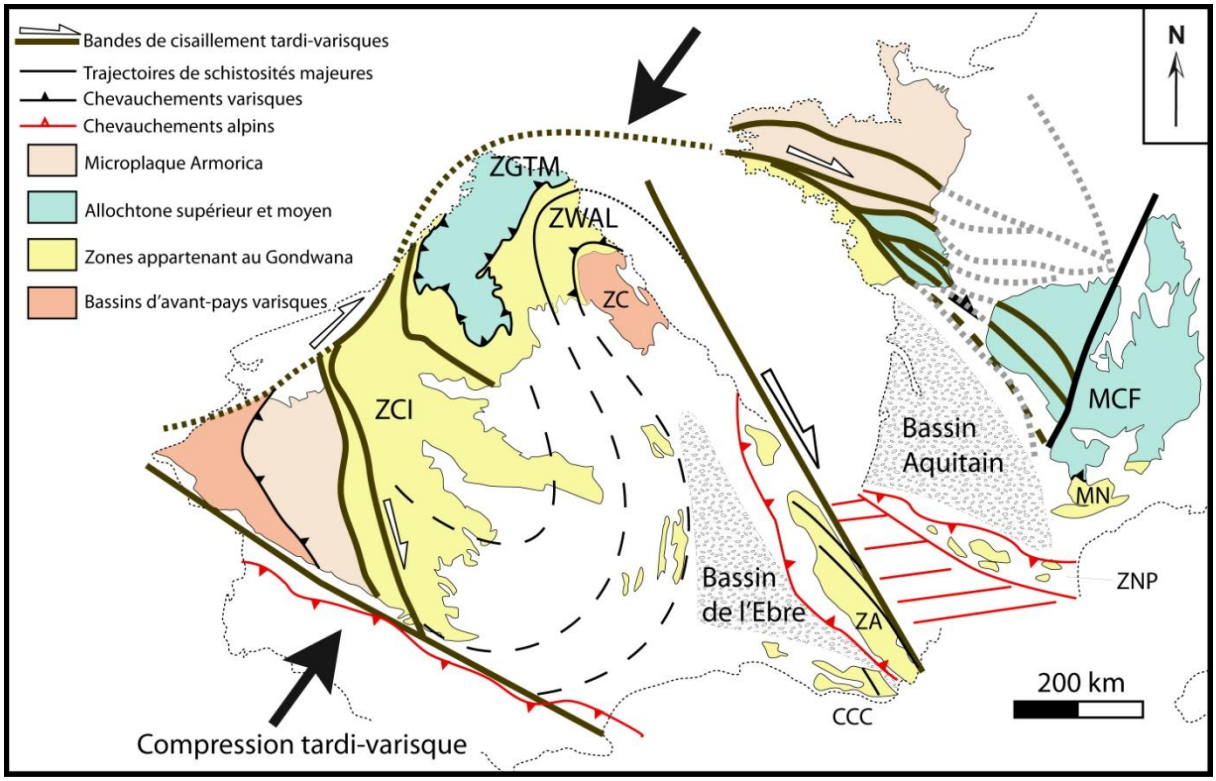


Figure 14 – Schéma structural de la chaîne varisque en France et en Espagne à la fin du Carbonifère (Denèle et al., 2014). CCC = Chaînes Côtières Catalanes, MCF = Massif Central Français, MN = Montagne Noire, ZA = Zone Axiale, ZCI = Zone Centrale Ibérique, ZC = Zone Cantabrique, ZNP = Zone Nord Pyrénéenne, ZGTM = Zone Galicia-Tras-os-Montes, ZWAL = Zone West Asturian-Leonese.

3.4. LE CYCLE ALPIN EN REGION MIDI-PYRENEES

L'histoire géologique de la région Midi-Pyrénées pendant le cycle alpin, c'est à dire depuis 252 Ma environ, est liée à l'histoire des déplacements de l'Ibérie, et ce particulièrement pour les Pyrénées, qui se sont construites sur la frontière de plaque qui sépare la petite plaque ibérique de la grande plaque européenne. Cette histoire est très brièvement résumée pour la période méso-cénozoïque ci-après. L'ouverture de l'Atlantique central et de l'Atlantique sud au Jurassique et au Crétacé a provoqué la rupture du supercontinent Pangée en deux continents, la Laurasie et le Gondwana (Torsvik et al., 2008). L'Ibérie était d'abord fixée à l'Europe et faisait donc partie de la Laurasie. Au cours du Crétacé, la progression de l'ouverture atlantique vers le nord a conduit à la séparation de la microplaque ibérique de l'Eurasie et de l'Afrique (Srivastava et al, 1990a.; Olivet, 1996; Sibuet et al., 2004a). Le golfe de Gascogne s'est alors ouvert, provoquant une rotation antihoraire d'environ 35° de l'Ibérie (Carey, 1958; Bullard et al, 1965; Van der Voo, 1969; Choukroune, 1992; Sibuet et al., 2004a). La rotation et le mouvement de l'Ibérie par rapport à l'Europe sont décrits par deux modèles concurrents. Le premier invoque une ouverture en ciseaux du golfe de Gascogne (Carey, 1958 ; Srivastava et al, 2000 ; Rosenbaum et al, 2002 ; Sibuet et al, 2004a), et sur la base de l'ajustement de l'anomalie M0 dans l'Atlantique Nord et le golfe de Gascogne, et de la direction du mouvement entre les plaques le long de la fracture transformante Açores – Gibraltar, il propose un pôle de rotation situé dans le golfe de Gascogne. Le second modèle est plus inspiré par les observations géologiques dans les Pyrénées et propose une ouverture décrochante avec un pôle de rotation situé dans le nord-ouest de la France (Le Pichon et al, 1970 ; Le Pichon et Sibuet, 1971 ; Olivet, 1996 ; Stampfli et al, 2002) pour tenir compte des mouvements sénestres des décrochements qui séparent l'Eurasie et l'Ibérie.

3.4.1. Les Pyrénées et le Bassin d'Aquitaine – schéma structural

Dans la région Midi-Pyrénées comme dans le reste de la chaine, les Pyrénées sont classiquement décrites suivant une zonation structurale parallèle à l'allongement de la chaîne (Figure 15), et organisée comme suit (du nord vers le sud) :

1/ le bassin d'avant-pays molassique nord-pyrénéen, qui recouvre dans la partie occidentale de la région la zone sous-pyrénéenne,

2/ la zone sous-pyrénéenne, essentiellement composée à l'affleurement de terrains du Crétacé supérieur et du Paléogène, qui disparaît vers le Nord sous les sédiments oligo-miocènes du Bassin d'Aquitaine (BRGM et al, 1974; Brunet, 1991; Rocher et al, 2000),

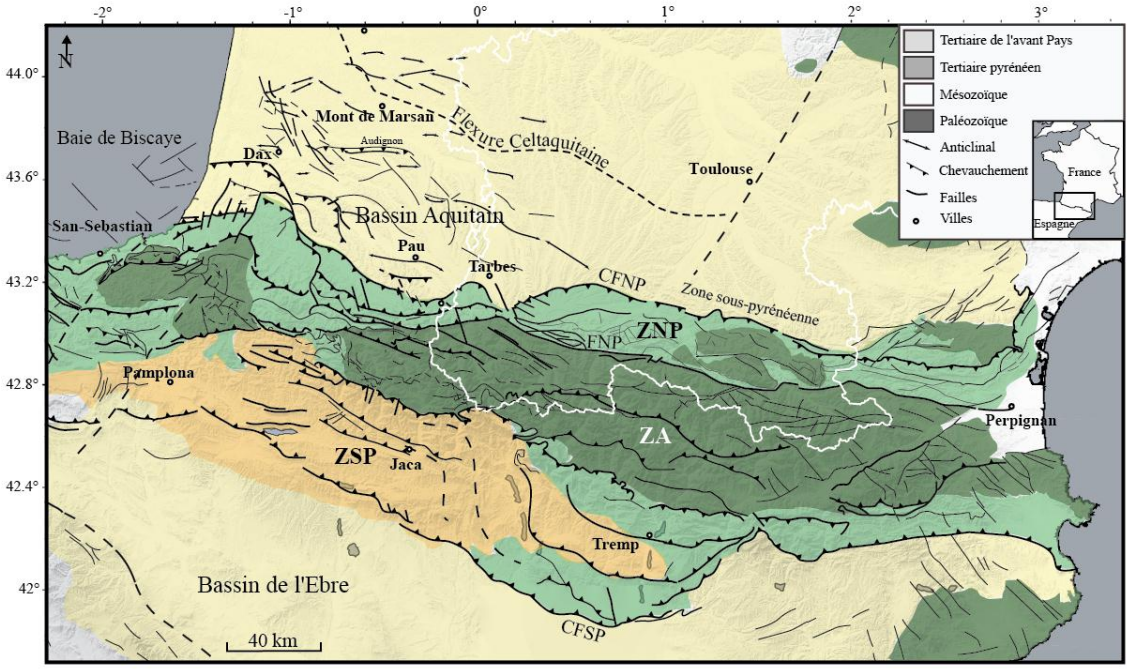


Figure 15 – Les grandes unités structurales des Pyrénées, modifiée d'après Lacan, 2008. Les limites administratives de la région Midi-Pyrénées sont représentées en blanc.

3/ la zone nord-pyrénéenne (ZNP), qui chevauche le bassin d'avant-pays et la zone sous-pyrénéenne vers le nord par l'intermédiaire du chevauchement frontal nord-pyrénéen (CFNP). Elle contient des séries sédimentaires mésozoïques et cénozoïques, et particulièrement des flyschs albo-cénomaniens (Debroas, 1990), des roches magmatiques triasiques (Thiébault, 1973 ; Beziat et al, 1991) et crétacées (Azambre et Rossy, 1976 ; Montigny et al, 1986), ainsi que des massifs paléozoïques, les « massifs nord-pyrénéens » (Souquet et Peybernès, 1987). La ZNP est constituée dans sa partie sud par la zone interne métamorphique qui contient les roches les plus métamorphiques (métamorphisme HT-BP, 110-85 Ma) (Albarède et Michard-Vitrac, 1978; Azambre et al, 1991; Golberg et Leyreloup, 1990; Golberg et Maluski, 1988 ; Schärrer et al., 1997 ; Boulvais et al, 2006) et les plus déformées, et des écailles de socle catazonal (granulites) (Azambre et Ravier, 1978 ; Pin et Vielzeuf, 1983 ; Vielzeuf, 1984 ; St Blanquat et al., 1986, 1990 : St Blanquat, 1993) associées à des roches issues du manteau supérieur, les lherzolites (Monchoux, 1970; Kornprobst et Vielzeuf, 1984; Bodinier et al, 1988 ; Fabriès et al, 1998 ; Le Roux et al., 2009). Elle correspond à une zone étroite où les isothermes sont verticaux et associés à des gradients de déformation horizontaux importants. Des travaux de terrains récents ont montré que cette zone est associée sur toute la longueur de la chaîne à d'une phase d'amincissement extrême de la croûte continentale associée à une exhumation du manteau sous-continental (Lagabrielle and Bodinier, 2008; Lagabrielle et al., 2010; Clerc et al., 2012).

4/ la faille nord-pyrénéenne est la limite sud de la ZNP. Son importance, son histoire et sa géométrie ont été l'objet de controverses sévères. Il est maintenant admis que c'était au Crétacé l'une des failles transformantes sénestres liées à l'ouverture du golfe de Gascogne à l'Albo-Cénomanien. Mais elle est plus ancienne, puisqu'un jeu décrochant dextre lui est attribué à la fin de l'Hercynien (Arthaud et Matte, 1975 ; Saint-Blanquat ; 1993). Elle est quasi-verticale et continue d'un bout à l'autre de la chaîne (Daignières, 1978). Les données du profil ECORS – Pyrénées montrent qu'elle a été déformée lors de la collision Ibérie/Europe (Choukroune et al, 1989), et qu'elle n'est sans doute pas verticale en profondeur, puisque le saut du Moho semble être dû à la subduction continentale et non à la FNP (Muñoz, 1992).

5/ au sud de la FNP se trouve la zone primaire axiale, ou zone axiale (ZA). Elle est constituée de séries métasédimentaires paléozoïques déformées lors de l'orogenèse hercynienne, et redéformées à l'alpin par une tectonique chevauchante à vergence sud (Séguret, 1972; Deramond et al, 1980; Muñoz et al, 1983). Elle contient des plutons granitiques syntectoniques d'âge westphalien (310-300 Ma) (Gleizes et al., 1997 ; Denèle et al., 2014), des roches volcaniques stéphano-permiennes (290-250 Ma), ainsi que des rares lambeaux d'une couverture sédimentaire mésozoïque (voir Barnolas et Chiron, 1995, et références incluses).

3.4.2. L'évolution sédimentaire, paléogeographique et géodynamique au Trias et Jurassique

1. Trias, sédimentation détritique à lagunaire sous contrôle tectonique

Au Trias, la réactivation d'accidents tardi-hercyniens dans le Quercy définit un vaste bassin subsident. Des dépôts détritiques, provenant de l'érosion du Massif central (Grignac, 1983), forment des épandages fluviatiles. Rapidement, à l'ouest du méridien de Cahors, cet ensemble sédimentaire passe latéralement à des formations lagunaires.

C'est au cours de cette période que le bassin des Grands-Causses s'individualise. La sédimentation fluviatile du Trias moyen laisse place à une sédimentation laguno-marine au Trias supérieur.

Dans les Pyrénées, la sédimentation fluviatile du Trias inférieur laisse place dès le Trias moyen à une sédimentation laguno-marine puis marine au Rhétien. Les ophites présentes dans les séries du Trias supérieur témoignent d'un magmatisme mantellique favorisé par la distension crustale lors de la dislocation de la Pangée (Canérot, 2008). Elles soulignent la mise en place dès le Trias supérieur de la vaste dépression latitudinale qui relie la Téthys à l'Atlantique Central.

2. Lias inférieur, création de vastes plates-formes carbonatées

L'histoire marine du bassin quercynois débute dès le Lias inférieur (Figure 16). A l'Hettangien inférieur, la première transgression marine engendre la création d'une plate-forme carbonatée par la submersion progressive du Sud vers le Nord et le Nord-Est de plaines fluviatiles margino-littorales (Cubaynes et al., 1987). L'installation d'une mer épicontinentale peu profonde est suivie par une phase de comblement durant laquelle se succèdent une sédimentation de marais maritime et un épisode évaporitique de sebkha. Par la suite l'approfondissement se traduit par l'installation d'une plate-forme carbonatée peu profonde à topographie uniforme au Sinémurien. Dès la fin de l'Hettangien, le bassin s'ouvre vers l'Ouest et se positionne sur les marges du Proto-Atlantique.

Une évolution sédimentaire et paléoenvironnementale similaire est enregistrée dans les Grands-Causses mais en contexte d'ouverture vers la Téthys, à l'Est.

Dans les Pyrénées, les diverses formations hettangiennes soulignent l'installation d'une plate-forme marine carbonatée, peu profonde plus ou moins confinée (lagune). Au sein de ces formations, les brèches dolomitiques témoignent de l'installation d'une vaste cuvette évaporitique dans ce domaine pyrénéen instable tectoniquement. C'est à cette période que s'individualisent des horsts (hauts-fonds béarnais et occitan) aux extrémités occidentales et orientales des Pyrénées centrales (Fauré, 2002) et des grabens (bassin commingeois notamment). La présence d'intercalations de tuf (tuf de Ségalas) témoigne d'une activité volcanique en relation probable avec la dislocation de la Pangée.

La transgression sinémurienne se marque également par le dépôt de calcaires marins francs sur une vaste plate-forme peu profonde.

3. Lias moyen et supérieur, approfondissements majeurs et mise en place d'environnements marins distaux

L'installation d'environnements distaux dans les 3 domaines (Quercy, Grands-Causses, Pyrénées) se produit au début du Pliensbachien (Carixien) grâce à une nouvelle transgression marine qui engendre le dépôt d'un ensemble marno-calcaire à ammonites. Cet approfondissement s'accentue jusqu'au Pliensbachien moyen (Domérien inférieur à moyen) avec l'installation de vasières circalittorales.

Au Pliensbachien supérieur (Domérien supérieur), les calcaires bioclastiques de la barre à Pecten indiquent une nouvelle phase de comblement. Cette barre est reconnue dans le Quercy, sur le détroit de rodez et dans la zone pyrénéenne. Des conditions émersives s'instaurent localement dans les 3 secteurs.

Dès le Toarcien inférieur, une nouvelle transgression marine se traduit par le dépôt, dans un premier temps, des schistes Carton (faciès anoxiques) dans le Quercy et les Grands-Causses et des faciès à brachiopodes dans les Pyrénées, puis dans un second temps, de vasières infra à circalittorales (Toarcien moyen) dans les 3 secteurs.

Au passage entre Lias inférieur et Lias moyen, le bassin du Quercy se structure en sous-bassins. Cubaynes (1986) montre que l'agencement de la série souligne un enfoncement progressif du Nord (secteur de Figeac) vers le Sud (Grésigne), lié à un basculement de blocs successifs suivant des failles d'orientation E-W, qui génère une structuration en hémi-graben.

Ce dispositif montre également la présence de 3 zones hautes qui correspondent, pour la première au seuil du Rouergue, et à la bordure SW du massif Central (limite orientale du Quercy), pour la deuxième, au haut-fond de Castelsarrasin-Montauban et au seuil de Négrepelisse (limite occidentale du sous-bassin) généré par le linéament Ouest-Quercynois et, pour la dernière, au haut-fond de Figeac-Capdenac (NE du Quercy méridional).

Au Toarcien inférieur, un nouveau jeu distensif des failles majeures (faille de Villefranche-de-Rouergue, linéament ouest quercynois…) se traduit par une nouvelle disposition en hémi-graben dans le Quercy. Ce jeu distensif s'exprime dans les Grands-Causses et les Pyrénées par l'accentuation de la structuration en horsts et grabens qui engendre l'absence d'une partie ou de l'intégralité du Toarcien sur le détroit de Rodez, les hauts-fonds du Béarn et Occitan (Fauré, 2002).

4. Dogger et base du Malm, développement progressif d'une nouvelle plate-forme carbonatée proximale

Une régression s'amorce à partir du Toarcien supérieur. Elle se traduit par la mise en place progressive et diachrone d'une sédimentation de plate-forme carbonatée dans les trois domaines. Au cours du Dogger s'individualise progressivement un haut-fond qui intègre le Quercy (à partir de l'Aalénien moyen) et les Grands Causses (à partir du Bajocien) sur lequel se développe une sédimentation carbonatée de vasière interne, isolée des mers ouvertes (Atlantique et Téthys) par des cordons oolithico-récifaux de haute énergie d'orientation N-S.

Dans le Quercy, la répartition des dépôts est sous la dépendance d'accidents N°20 induisant une topographie en blocs basculés à l'Aalénien (Pélissié et Astruc, 1996 ; Lézin, 2000) et au Bajocien-Bathonien (Peybernés et Pelissié, 1985). Sur les marges du seuil de Villefranche, qui sépare le bassin d'Aquitaine, d'obédience atlantique, du bassin des Grands Causses, d'influence téthysienne, se manifestent alors les effets combinés du rifting de ces deux océans.

Dans les Grands-Causses, au Bathonien inférieur, des phases distensives associent aux mouvements d'extension un basculement entraînant la subsidence différentielle du « graben des Causses ». La coulée sous-marine du basalte des Vignes au sein des calcaires oolithiques blancs se met en place pendant l'une de ces phases (Simon-Coinçon, R. et J.-M. Schmitt, 1999).

Dans les Pyrénées centrales, une sédimentation carbonatée de plate-forme interne s'installe également dès la base du Dogger.

5. Malm, retour aux conditions de mer ouverte

Dans le Quercy, au Kimméridgien inférieur se crée une vaste plate-forme marine non barrée (environnements inter puis subtidaux). La tendance transgressive s'accentue ensuite rapidement. Elle s'accompagne d'une uniformisation des sédiments : les faciès caractéristiques des différentes formations du Kimméridgien quercynois s'étendent sans changement important sur la totalité de la région. Toutefois, l'épaisseur des différentes formations augmente progressivement en direction du sud-ouest en relation avec la structure profonde du socle, notamment exprimée par le linéament ouest-quercynois. Le dépôt des marnes et calcaires argileux à Nanogyra virgula dans le Quercy et les Pyrénées correspond au maximum transgressif du Kimméridgien supérieur.

Dans les Grands-Causses, à partir de l'Oxfordien supérieur, le milieu est celui d'une mer chaude peu profonde. A la fin du Kimméridgien, se développent des dépôts récifaux à péri-récifaux.

Dans les Pyrénées, au début du Malm persiste une sédimentation carbonatée littorale. Peu à peu l'ouverture du milieu marin vers l'Atlantique s'affirme, conduisant à l'installation d'une rampe carbonatée qui couvre l'ensemble du domaine pyrénéen. Cette rampe est localement accidentée de failles actives déterminant l'instabilité du substrat, le déplacement par glissement des sédiments nouvellement déposés et parfois leur bréchification.

6. Tithonien, régression fini-jurassique

La fin du Jurassique supérieur (Tithonien) est marquée par un retrait progressif et quasi-généralisé des eaux marines dans les trois domaines qui conduit au comblement total des aires de sédimentation par des sédiments carbonatés de moins en moins marins. La période d'émersion qui suit va se marquer par la mise en place de bauxite, notamment dans le domaine Pyrénéen.

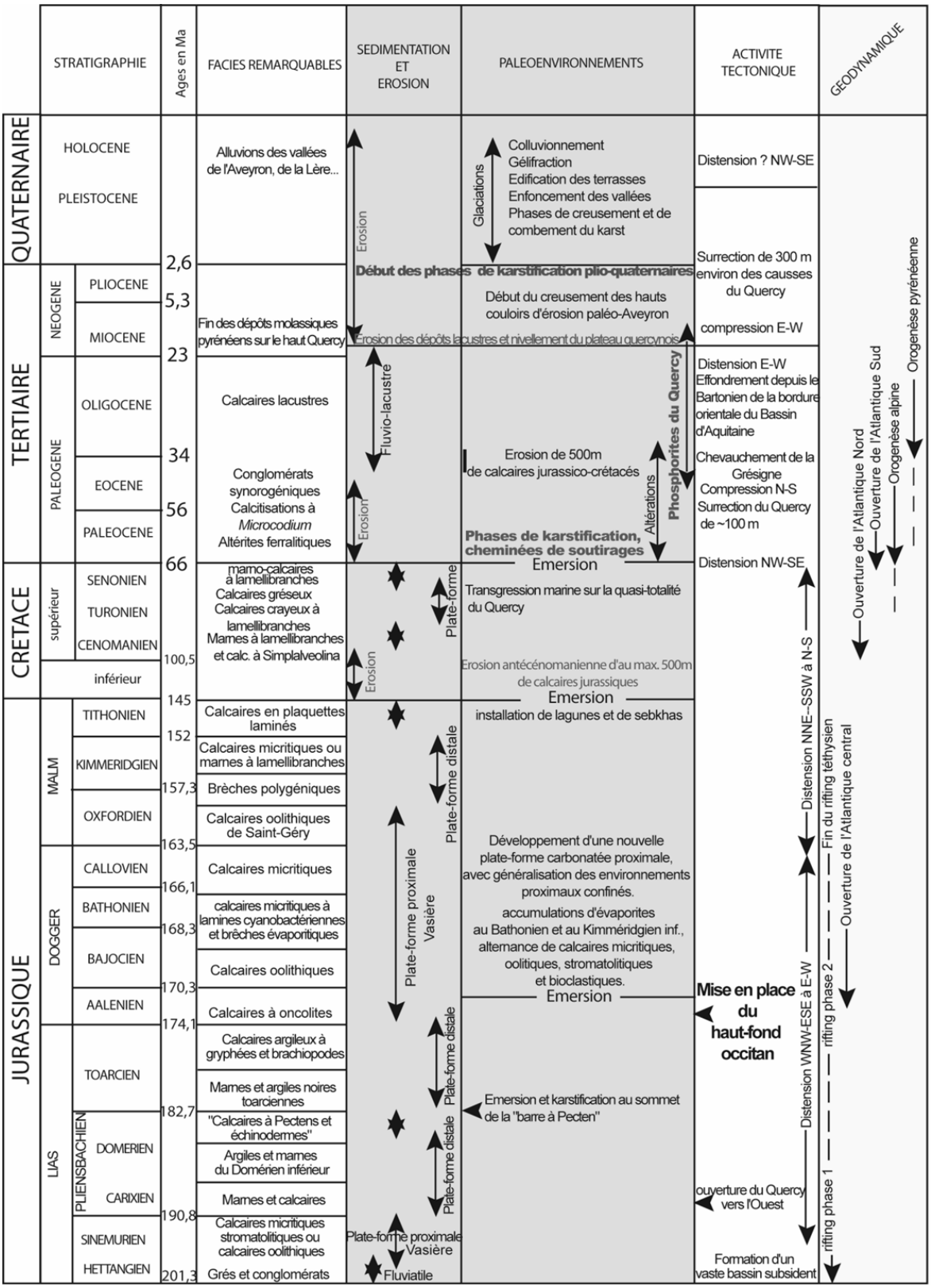


Figure 16 – Dynamique des dépôts sédimentaires dans le Bassin du Quercy (in Lézin et al., 2013).

3.4.3. La transition Jurassique - Crétacé et le Crétacé inférieur

A partir du Kimméridgien supérieur, la paléogéographie change radicalement: la sédimentation se concentre dans des sillons localisés de direction pyrénéenne. Ainsi se forment dans le domaine Nord-pyrénéen et en Aquitaine des bassins marqués par une subsidence rapide : Parentis, Adour, Mirande, ZNP, etc (BRGM et al, 1974 et Figure 16). Ces bassins sont séparés par de vastes régions émergées, constitués par la plus grande partie de la ZA et des MNP soumis à l'érosion et à l'altération (formation de bauxites) (Combes et Peybernès, 1989). La géométrie de ces bassins est interprétée de deux manières: bassins "tectoniques", contrôlés par des décrochements de direction proches de E-W (Curnelle et al, 1980; Guiraud and Séguret, 1985), ou bassins contrôlés par un rifting NNE-SSW (Boillot, 1984).

3.4.4. Le Crétacé anté-orogénique (145-85 Ma)

La dérive sénestre de l'Ibérie par rapport à l'Europe entraine une restructuration complète du domaine nord-pyrénéen. Ceci se traduit par la genèse puis l'évolution d'un bassin flysch nord-pyrénéen (Debroas, 1985) à l'emplacement de la ZNP, évolution enregistrée par différentes séries flyschoïdes (Debroas et Souquet, 1976) et accompagnée par un magmatisme alcalin (Azambre, 1978), un métamorphisme thermique (Golberg, 1987) et localement une première phase de déformation synmétamorphe (Golberg et Maluski, 1988).

La zone nord-pyrénéenne est unanimement considérée comme l’expression géologique de la frontière lithosphérique qui sépare l’Ibérie de l’Eurasie. Les déformations qu’elle a subi au cours de l’inversion structurale et les conditions d’observation le plus souvent médiocres du versant nord de la chaîne, font que les modalités de son évolution anté-orogénique sont assez difficiles à reconstituer. Elles ont ainsi fait l’objet d’interprétations extrêmement diverses. Ont été invoqués successivement : - une marge océanique passive (Boillot et Capdevilla, 1978) ; une zone transformante (Choukroune et Mattauer, 1978 ; Choukroune, 1992) ; - un simple rift en extension (Souquet et Médiavilla, 1976 ; Johnson et Hall, 1989) ; - un bassin d’avant-pays (Souquet et Peybernès, 1991) ; - un bassin d’arrière arc en extension (Sibuet et al., 2004) ; - un bassin supradétachement post-rift en extension (Jammes et al., 2010 ; Masini, 2011) ; - un bassin de zone de subduction (Vissers et Meijer, 2012) ; - un rift intracontinental à faible composante décrochante (Debroas, 1985 ; 1992a et b ; 1995 ; 2003) ; une marge passive en hyperextension (Lagabrielle et Bodinier, 2008; Lagabrielle et al., 2010; Clerc, 2012). Les modèles les plus récents s'opposent sur l'interprétation du mode de gisement des lherzolites et ses implications sur les modalités de l'exhumation du manteau sous-continental.

Le modèle sans exhumation du manteau

La Zone nord-pyrénéenne s'est édifiée progressivement tout au long de l'histoire mésozoïque de la chaîne. Cette édification a été préparée par un long morcellement synsédimentaire, permien à sénonien inférieur avec un épisode majeur pendant l'Albo-Cénomanien, puis elle s'est réalisée au cours de deux importantes phases de plissements synschisteux et localement synmétamorphiques, la première au Turono-Sénonien inférieur et la seconde du Sénonien supérieur à l'Eocène.

- **1 - Le morcellement synsédimentaire**

Le réseau dense des principaux accidents nord-pyrénéens est hérité de plusieurs épisodes de fracturation synsédimentaire post-hercyniens. Du Permo-Trias au Jurassique leurs effets n'ont été reconnus qu'assez localement au niveau de la Faille Nord-Pyrénéenne (fossé permien d'Aure ; Lucas, 1985) ou de certains accidents transverses (haut-fonds liasiques, Fauré, 2002 ; blocs basculés jurassiques de Bigorre, Canérot, 1987) ou longitudinaux (faille d'Alas, Debroas, 2002). Néanmoins, bien que ses accidents ne soient pas bien localisés, le rifting généralisé de la fin du Trias affecte un très large domaine de part et d'autre des Pyrénées (et bien au-delà) et s'achève par de volumineuses intrusions de dolérites tholéiitiques (les traditionnelles ophites pyrénéennes) qui témoignent d'une fracturation profonde. Pour l'essentiel, ce sont les trois grands épisodes crétacés examinés ci-après qui sont les principaux responsables de ce morcellement. Mais seuls les mouvements albo-cénomaniens ont laissé une empreinte profonde et générale qui témoigne de leur rôle crucial dans l'évolution de la ZNP.

1.1 - Le morcellement albo-aptien

Pendant l'Aptien et l'Albien inférieur, les accidents SO-NE et NO-SE à ONO-ESE normaux et peut être aussi décrochants, séparaient le puissant remplissage à dominante marneuse des bassins du Comminges (Delfaud, 1969) et de l'Ariège et de l'Aude (Peybernès, 1976) d'une ceinture de calcaires urgoniens moins épais, alors que des rides diapiriques fonctionnaient comme par exemple dans les chaînons béarno-bigourdans et plus à l'ouest (Canérot, 1988 ; Canérot et Lenoble, 1993). L'ensemble apparaît ainsi comme une vaste plate-forme carbonatée joignant Atlantique et Téthys, instable et accidentée d'ombilics marneux subsidents dont l'extension déborde largement des limites de la future ZNP en s'étendant au bassin sous-pyrénéen d'Arzacq, à l'ouest de Midi-Pyrénées comme à la partie méridionale du bassin Ariège/Aude/Segre dans la couverture méridionale décollée de la Haute chaîne à l'est de Midi-Pyrénées (Gaillard et Hantzpergue, 2010 carte M7 des paléoenvironnements de l'Aptien).

1.2 - Le morcellement albo-cénomanien et les premiers plis synsédimentaires et antéschisteux

De l'Albien moyen au Cénomanien inférieur, les mêmes accidents SO-NE et NO-SE à ONO-ESE associés à des accidents O-E assurent l'ouverture polyphasée du « sillon

du Flysch noir », un rift composite, étroit et partagé longitudinalement en fossés externe et interne par un haut-fond médian discontinu. Par son extension limitée à la future ZNP, ce nouveau bassin et les modalités de son ouverture sont manifestement indépendants des précédents dont il recoupe obliquement les structures. Ce sillon est connu non seulement comme le siège du dépôt de l'épais Flysch noir et d'intenses érosions, mais également comme celui du magmatisme alcalin, du métamorphisme pyrénéen et de la mise en place des lherzolites.

La répartition et l'évolution des structures montrent que le bassin du Flysch noir est un rift composite à ouverture triphasée, qui résulte d'une transtension senestre d'extension décroissante vers l'Est et d'amplitude pluridécakilométrique (Debroas, 2003 ; 2013). Ce sont les nombreuses structures de la zone nord-pyrénéenne centrale qui sur 200 km de long à travers la région Midi-Pyrénées, illustrent le mieux cette interprétation (Debroas et Souquet, 1976 ; Debroas, 1985 ; 1992a et b ; 1995 ; 2003). Elle est également confortée par un bon accord avec les structures contemporaines situées aux deux extrémités du rift (Pyrénées orientales et occidentales), la nature et l'âge du magmatisme et du métamorphisme qui s'y développent et son contexte géodynamique.

L'ouverture triphasée et sur place du rift composite s'est effectuée par la coalescence de fossés de moins en moins nombreux mais de plus en plus grands au détriment des horsts intermédiaires ou de la partie occidentale de sa marge nord (Figure 17) :

- au stade I (Mégaséquence I, Albien moyen à supérieur), d'étroits semi-grabens sur blocs basculés entre des failles normales SO-NE (Asque, Bulan, Marillac) ou NO-SE mais seulement à l'Ouest (Espèche, Labassère, Sère-Lanso) ;

- au stade II (Mégaséquence II, Albien supérieur à Vraconnien), des fossés décakilométriques soit quadrangulaires et en échelon entre des failles NO-SE en relais à droite et des failles NE-SO intermédiaires (Ossun, Baronnies, Saint-Gaudens, Salies, Camarade), soit triangulaires entre failles de même direction et O-E (Ballongue, Nalzen) ;

- au stade III (Mégaséquence III, Vraconnien à Cénomanien inférieur à moyen) les longs fossés externe et interne qui avaient été initialement distingués de part et d'autre du haut-fond médian (Debroas et Souquet, 1976).

La migration de l'ouverture vers l'E au cours du stade I qui avait été initialement adoptée (Debroas, 1992b ; 1995) sur la foi de l'âge albien supérieur de la base du Flysch noir en Ariège (Peybernès, 1976), n'est plus envisageable depuis l'attribution à l'Albien moyen de la base du Flysch noir du fossé de Nalzen (Kennedy et al., 1997).

Le jeu senestre de faible amplitude intervient sur décrochements NO-SE et O-E.

Leur jeu sénestre est déduit de leur association avec les failles normales SO-NE et les blocs basculés de même allongement ou de leur échelonnement en relais ou encore des plis synsédimentaires en échelon qui les accompagnent (Debroas, 1985 ; 1987a, 1987c ; 1995 ; in Bilotte et al., 1987 ; 1990).

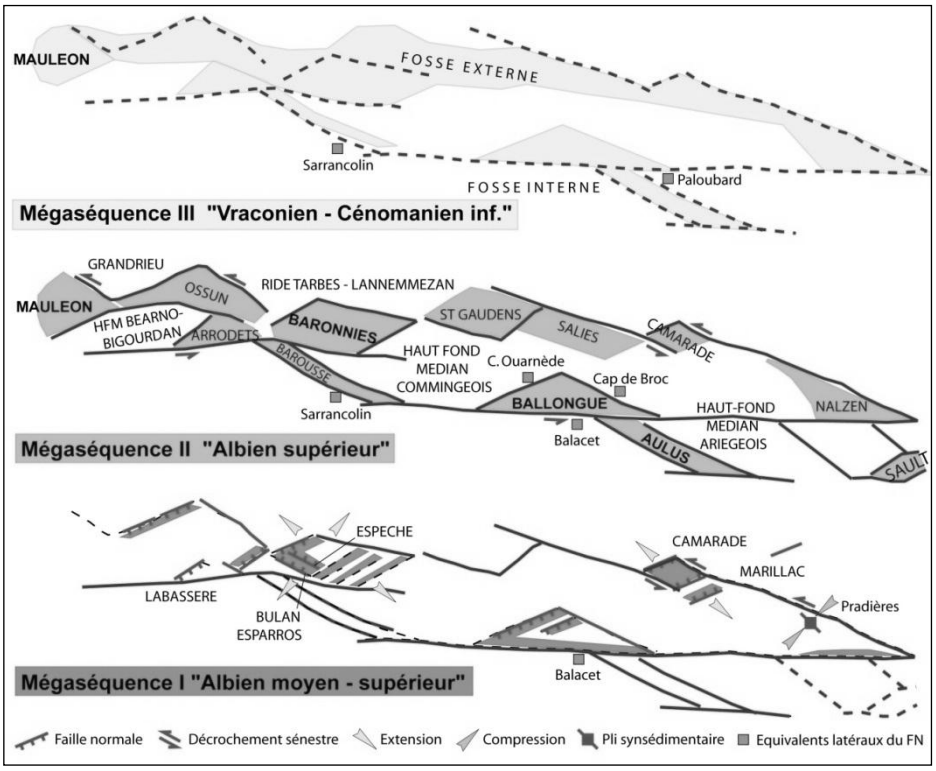


Figure 17 – Les trois générations de fossés élémentaires qui se sont succédé sur place au cours de l'ouverture en transtension du bassin composite du Flysch noir (D'après Debroas, 1985 ; 1992b).

Leur amplitude faible s'observe de part et d'autre du segment O-E de la FNP du Couserans qui passe au sud du fossé de la Ballongue puis entre les massifs de l'Arize et des Trois-Seigneurs. Il décale d'une vingtaine de kilomètres au maximum le granite des Trois-Seigneurs (Ercé) émergé et érodé et les premières brèches albo-cénomaniennes qu'il alimentait dans le fossé (Debroas, 1987a) ainsi que, un peu plus à l'est, les isogrades du métamorphisme hercynien de chacun des deux massifs (Soula, 1982). Une amplitude sénestre d'un ordre de grandeur voisin paraît donc acceptable sur un segment O-E plus occidental de la FNP qui passe au S du fossé d'Arrodets sans décaler de manière significative des paléostructures jurassiques de même échelle (Canérot, 1987) ainsi que plus à l'E, sur le futur chevauchement nord-pyrénéen qui au N du fossé de Nalzen passe entre les conglomérats albo-cénomaniens à éléments granitiques des Monges et le massif de granite pourvoyeur de Lavelanet actuellement distants d'à peine 5 km (Baby et al. in Bilotte et al., 1987 ; Debroas, 1995). Des amplitudes sénestres encore plus faibles, de 1 et 8 km, vraisemblablement alpines mais non datées, sont également envisagées dans le Primaire du massif de Ferrère (Soula et al., 1986).

La diminution de l'extension vers l'est, voire sa disparition, est déduite de l'apparition des premiers plissements synsédimentaires à l'est du rift.

Le long du futur chevauchement frontal (Figure 18). A l'ouest, dans les fossés d'Arrodets et des Baronnies, l'extension se manifeste par la présence de failles normales NO-SE à regard NE (actuellement inversées, bloc basculé d'Espèche ; Debroas, 1990). Au centre, au niveau des fossés quadrangulaires de Salies, de Camarade et du semi-graben de Marillac, les failles normales NO-SE disparaissent. A l'est, dans le fossé triangulaire de Nalzen, les failles et les blocs basculés SO-NE disparaissent à leur tour et laissent place à des plis en échelon très ouverts de même direction et de même âge albien supérieur dont au moins un est recouvert en discordance progressive par le Flysch noir (ébauche de l'anticlinal du Pech de Lherm-Pradières ; Debroas in Bilotte et al., 1987).

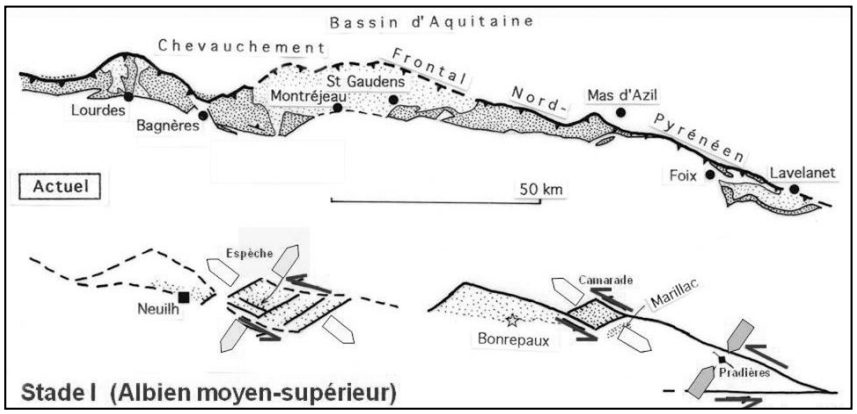


Figure 18 – Le remplacement, le long du décrochement senestre en baïonnette albien, de la composante extensive SO-NE à l'ouest par celle compressive de même direction à l'est (D'après Debroas, 1995).

Dans la zone nord-pyrénéenne. Au sud du futur chevauchement, d'autres plis également à grand rayon de courbure et antéschisteux sont aussi reconnus. A l'est, l'ébauche du synclinal de Saurat est cachetée par les calcaires du Cénomanien supérieur. Au centre, ce sont, soit l'ondulation du Flysch noir de la Ballongue responsable de la perturbation ultérieure des relations S0-S1 au S d'Augirein (Debroas, 1987a), soit son onlap sur l'Aptien au niveau de la faille d'Alas (Debroas, 2002 ; 2009). A l'ouest, c'est enfin le bombement du Bois de Laubagué érodé jusqu'au Barrémien et recouvert par le Flysch gris cénomano-turonien (Delfaud, 1969). Des plis qui sont toujours très ouverts et placés soit en échelon le long de décrochements NO-SE (Pradières) et O-E soit à l'extrémité d'un décrochement O-E (B. de Laubagué) et qui paraissent donc résulter davantage d'un simple jeu sénestre des accidents voisins subverticaux que d'une inversion par raccourcissement généralisé ou à plus forte raison d'un chevauchement sur les mêmes accidents.

1.3 - L'enfouissement du rift et le morcellement turono-sénonien inférieur

Du Cénomanien supérieur au Sénonien inférieur le rift est progressivement enfouis sous les flyschs nord-pyrénéens post-rift (Flysch gris, Flysch à fucoïdes et Grès de Celles) qui s'accumulent dans un rift modérément élargi et dans le tréfonds duquel, le manteau lherzolitique en place sous le Trias, s'achèvent les manifestations du magmatisme alcalin, culmine le métamorphisme pyrénéen et intervient la première phase des plissements synschisteux (S1) qui inaugure l'inversion structurale.

Le morcellement contemporain semble assez limité et traduit encore un certain élargissement au moins à l'ouest du sillon. A cette époque, le pied des escarpements les plus méridionaux de la faille nord-pyrénéenne est encore jalonné soit par un Flysch à fucoïdes proximal et souvent conglomératique, soit par de puissantes brèches chaotiques conservées en particulier le long de ses segments E-O (Uchentein). Par contre le futur chevauchement frontal n'a pas de rôle morphologique aussi évident (Dubois et Seguin, 1978) sauf peut-être localement comme au niveau du diapir de Betchat dont le Keuper métamorphique est resédimenté dans le flysch (Thiébaut et al., 1988). Entre ces deux accidents, le flysch qui tapisse vraisemblablement la plus grande partie du sillon, n'est plus conservé que très localement sur le fossé externe (ride de Clarac-Labarthe, Fossé de Nalzen) et sur l'ancien haut-fond médian, où il n'enregistre clairement que le fonctionnement local du diapir d'Arbas accompagné au Turonien supérieur par la resédimentation de débris de roches magmatiques alcalines transformées (Debroas, 1991).

- **2 - Les plissements synschisteux**

Les structures synschisteuses des flyschs albiens à sénoniens inférieurs voisins de Bagnères-de-Bigorre et de Castillon-en-Couserans apparaissent au cours de deux importantes phases plicatives successives dont chacune signe un régime tectonique propre (Choukroune, 1976 ; Debroas, 1987 ; 1990). Entre ces deux « secteurs-clé », les formations calcaires et les flyschs non métamorphiques qui sont peu ou pas schistosés, subissent vraisemblablement une évolution assez voisine mais qui reste encore à préciser.

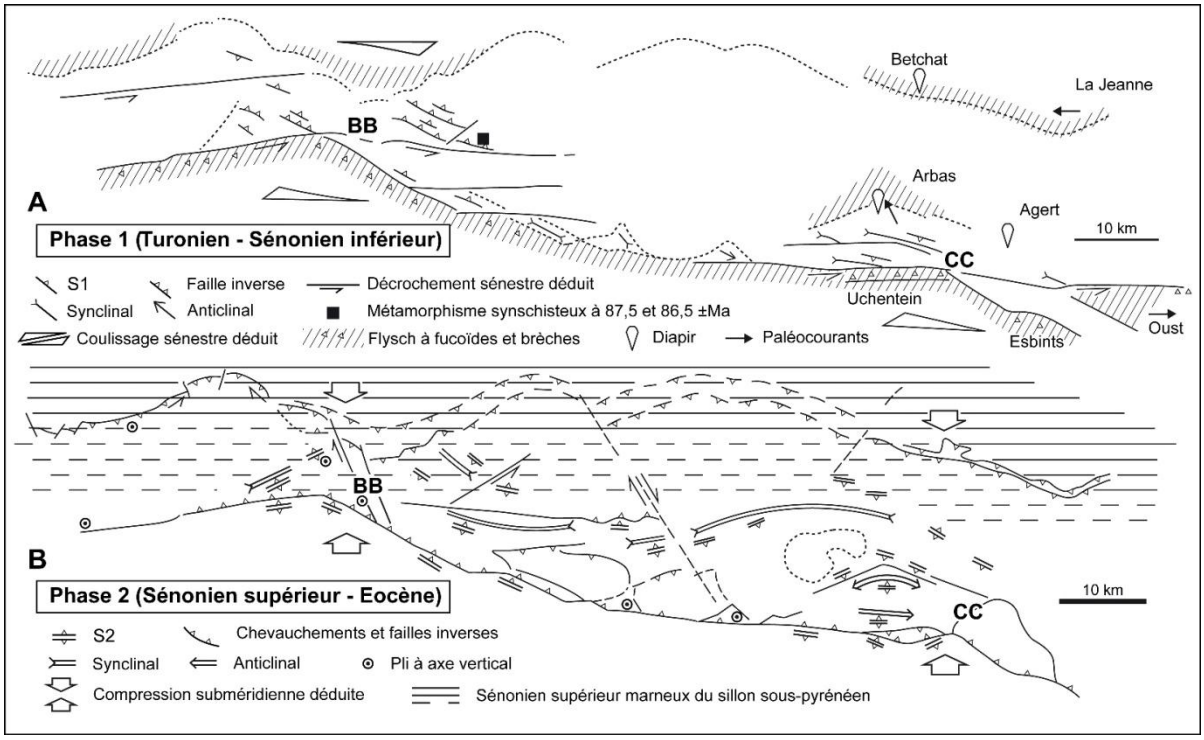
2.1 - La première phase de plissement et les prémisses de l'inversion structurale.

Elle affecte le Flysch noir et son substratum au cours de la cristallisation des dernières néoformations du métamorphisme pyrénéen qui sont orientées par sa schistosité régionale (S1 de flux). Ces néoformations qui sont datées à 90 +/- 2 Ma aux confins des ZNP centrale et orientale (fossé du Pays de Sault ; Golberg et Maluski, 1988) et à 87 +/- 3 Ma à l'O de la ZNP centrale (fossé des Baronnies ; Montigny et al., 1986) indiquent un âge essentiellement turonien-sénonien inférieur pour cette phase 1 qui est ainsi contemporaine de la sédimentation du Flysch à fucoïdes (fig. 22.68). Mais, elle a débuté plus tôt à l'E, dans la ZNP orientale, où les néoformations datées à 95 et 94 +/- 3 et à 89 +/- 2 Ma (Vallées de l'Aiguette et de la Boulzane dans le fossé de Boucheville) correspondent à un âge cénomanien supérieur et turonien. Quoiqu'il en soit, dans la ZNP centrale, cette première phase détermine d'O en E (Figure 19) :

- les failles inverses et les plis synschisteux à vergence sud-occidentale des fossés voisins de Bagnères-de-Bigorre (Sère-Lanso, Labassère dans le fossé d'Arrodets ; Espèche, Asque, Bulan dans celui. des Baronnies) ;

- les plis du fossé de la Barousse verticalisés ultérieurement (synclinaux de Cap Nesté et du Pic de Picharot, anticlinal de Boutx) ;

- les synclinaux déversés au NE du fossé de la Ballongue centré sur Castillon-en-Couserans (Ruech, Audressein, Soueix).



-

Figure 19 – Les plissements synschisteux superposés de la zone nord-pyrénéenne centrale dans les secteurs-clé de Bagnères-de-Bigorre (BB) et de Castillon-en-Couserans (CC).

Les premières structures synschisteuses et synmétamorphiques s'échelonnent avec une direction apparemment assez constante et voisine de SO-NE. Elles témoignent ainsi du régime coulissant sénestre auquel est soumis le tréfonds du sillon pendant le dépôt de ses derniers flyschs du turono-sénonien inférieur (Flysch gris, Flysch à fucoïdes et Grès de Celles).

2.2 - La seconde phase de plissement et l'inversion structurale

Elles affectent tous les terrains de la zone nord-pyrénéenne et de ses écailles bordières. L'inversion de la ZNP s'est effectuée à travers les flyschs turono-sénoniens inférieurs de sa couverture post-rift qui jalonnent encore ses accidents bordiers majeurs, la faille nord-pyrénéenne et le chevauchement frontal nord-pyrénéen. Ainsi postérieure au Sénonien inférieur, elle est donc bien contemporaine du fonctionnement sénonien supérieur à éocène de ses accidents bordiers.

Le fonctionnement synsédimentaire du chevauchement frontal est enregistré par :

- l'amortissement du chevauchement de Clarac-Labarthe au sein des marnes campaniennes (Dubois et Seguin, 1978 ; Villien, 1988) ;

- par les discordances du Garumnien de part et d'autre du chevauchement (Baulou, Péreille, Bénaïx, Dreuilhe ; Bilotte, 1978) ;

- par la resédimentation de Trias dans l'Eocène inférieur en avant du chevauchement d'Ossun (Henri et Zolnaï, 1972) ;

- et enfin, par la discordance progressive des molasses synorogéniques éocènes à son pied (Poudingues de Palassou ; Hourdebaigt, 1988) ou au front de la zone sous-pyrénéenne (Crochet, 1991).

Le jeu inverse de la faille nord-pyrénéenne s'accompagne de la cristallisation des néoformations épimétamorphiques synschisteuses du Flysch à fucoïdes des écailles bordières de la zone axiale qui sont datées à 80 +/- 2,5 Ma dans celle de Vicdessos (Montigny et al., 1986) soit à peu près du Campanien inférieur à moyen. Cette phase 2 est à l'origine (

Figure 20) :

- des secondes structures synschisteuses (S2) du Flysch noir et de son substratum qui verticalisent les structures antérieures ;

- des premières structures des flyschs turoniens à sénonien inférieur qui sont synschisteuses dans la zone nord-pyrénéenne (Bois de Subercarrère, bois de Laubagué, Coume-Ouarnède et Arbas) et synschisteuses et synmétamorphiques dans les diverses écailles bordières de la zone axiale (exemple d'Uchentein).

Ces secondes structures ont des orientations variées (NO-SE, O-E à SO-NE) qui dessinent des virgations symétriques par rapport à la direction NS et selon une disposition qui indique leur formation dans un régime compressif subméridien. Ultérieurement, les flancs verticaux de ces structures subiront encore ponctuellement une troisième phase de déformation qui se manifeste par un clivage très peu penté et plus ou moins dense correspondant à des cisaillements inverses à vergence septentrionale (S3) et vraisemblablement liés au dernier stade du serrage (Eocène ?).

A ce stade, les diverses structures de la ZNP et le jeu inverse de ses accidents bordiers ainsi d'ailleurs que le fonctionnement, immédiatement au N, d'un bassin d'avant-pays caractérisé, le « sillon sous-pyrénéen », conduisent finalement à l'individualisation de la ZNP par l'inversion tectonique du sillon du Flysch noir dès la fin du Crétacé (Sénonien supérieur) et au début du raccourcissement alpin généralisé qui se poursuivra au cours du Paléogène dans les zones bordières sous- et sud-pyrénéennes.

En conclusion, toute l'originalité et tout l'intérêt tectonique de la zone nord-pyrénéenne de Midi-Pyrénées tiennent donc essentiellement à la conservation particulière de ses flyschs et de leur substratum dans des structures aussi bien synsédimentaires que synschisteuses et synmétamorphiques. Ils permettent ainsi d'illustrer concrètement la période cruciale de l'évolution alpine de la ZNP qui fut longtemps l'objet de la célèbre controverse entre la notion traditionnelle de phase anté-cénomanienne et celle moderne de phase fini-crétacée, alors qu'en fait elle conduit de l'ouverture albo-cénomanienne du sillon des flyschs à son inversion tectonique sénonienne supérieure à éocène.

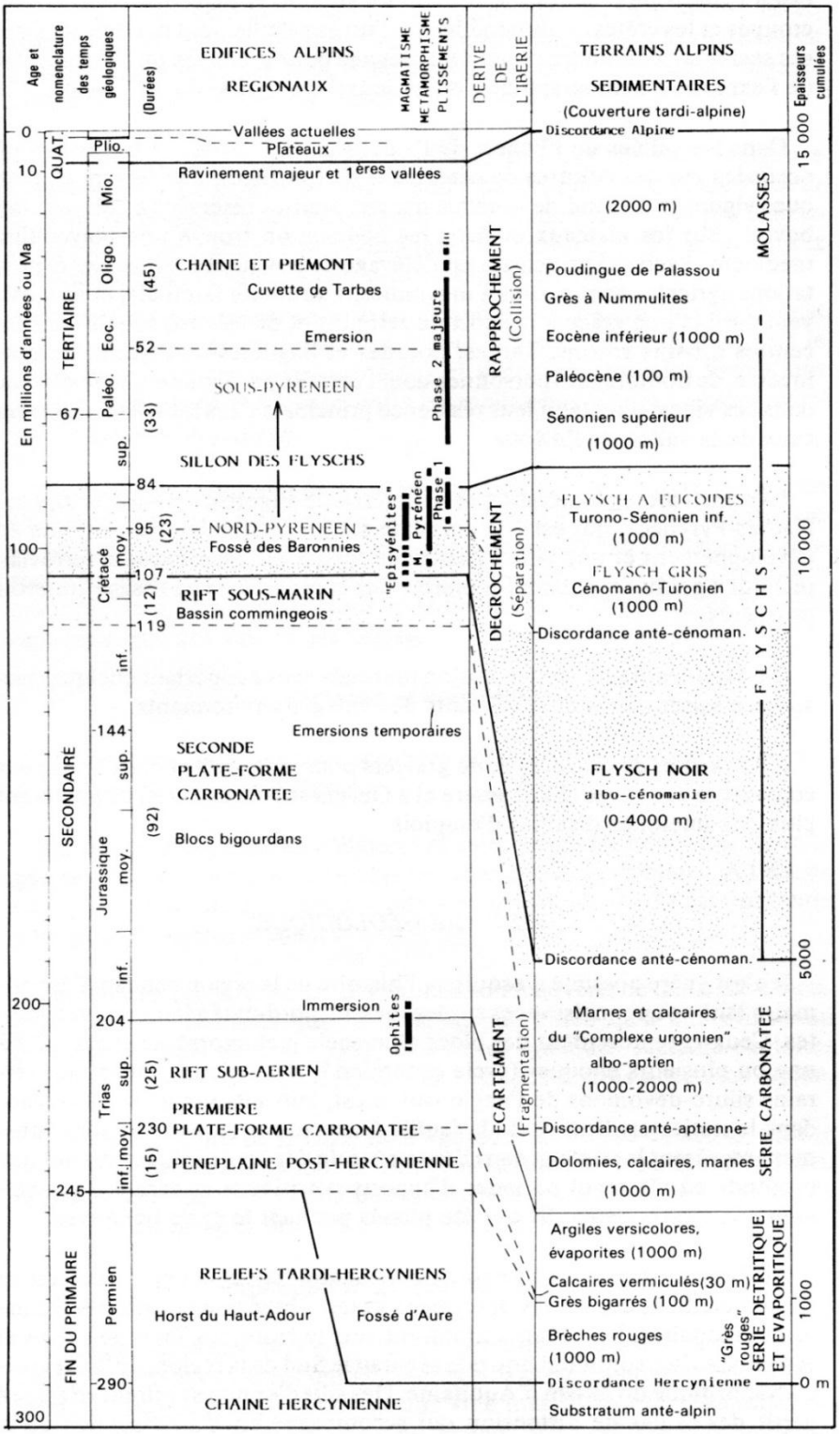


Figure 20 – Tableau résumé de l'histoire des terrains alpins du Haut-Adour (E.-J. Debroas 1989)

Le modèle avec exhumation du manteau

Ces modèles sont basés une nouvelle interprétation du mode de gisement des lherzolites pyrénéennes (Lagabrielle et Bodinier, 2008; Jammes et al., 2009 et 2010; Lagabrielle et al., 2010; Clerc et al., 2012 et 2013), ainsi que sur de nombreux travaux cartographiques, structuraux, et analytiques effectués sur la zone nord-pyrénéenne métamorphique et son substratum (Boulvais et al., 2006 et 2007; Poujol et al., 2010; Clerc, 2012; Fallourd et al., 2013; Clerc et al., 2014; Boutin et al., sous presse).

La nouvelle observation majeure est la très grande similitude qui existe entre les lherzolites pyrénéennes et les formations géologiques observées au pied des marges continentales actuelles. Dans ces zones sous-marines bordant les continents, on a découvert en effet que la croûte pouvait s'étirer et s'amincir à l'extrême, jusqu'à sa rupture et la mise à l'affleurement du manteau sous continental, et ce avant la création d'un véritable plancher océanique. Une vaste région de transition océan-continent, la TOC, est ainsi créée, en pied de marge continentale. Au large du Portugal, ce domaine à manteau dénudé mesure actuellement plus de 100 km de large sur plusieurs centaines de km de long. Il se caractérise du point de vue sédimentologique par l'abondance des dépôts détritiques grossiers et fins (brèches et turbidites) remaniant les roches du manteau, bien connus par forage. Les lherzolites pyrénéennes sont les témoins d'une zone de ce type, qui a été ensuite inversée et déformée lors de la collision continentale ayant construit la chaine de montagne actuelle.

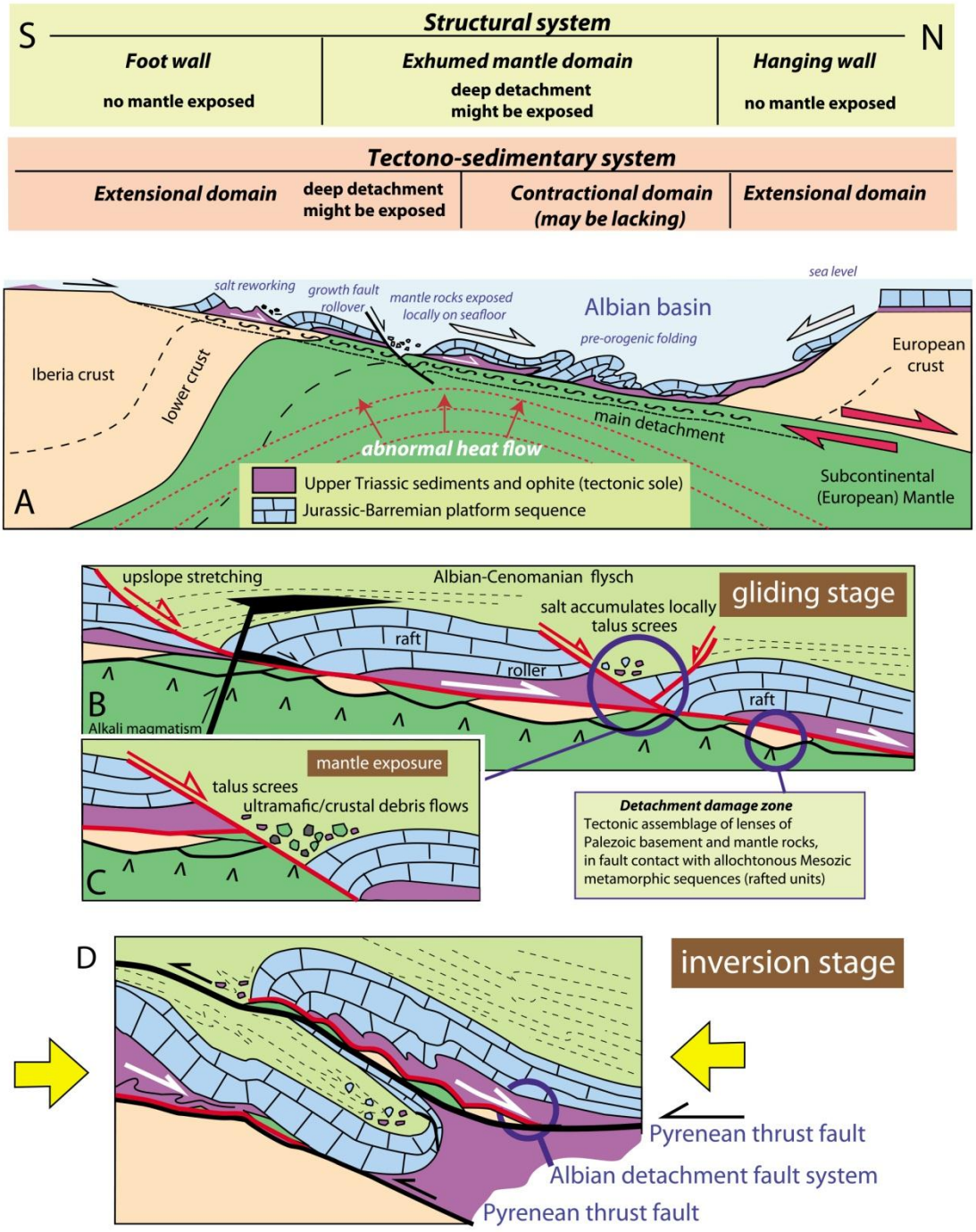
Les péridotites pyrénéennes forment en effet un chapelet de petits corps de manteau sous continental, d'une taille de quelques mètres à 3 kilomètres, disséminés le long de la zone nord pyrénéenne. Des travaux récents ont prouvé que l'exhumation du manteau s'est produite pendant la formation des bassins flysch pyrénéens de l'Albien au Coniacien (les flysch noir, gris et à fucoïdes, voir ci-dessus) en relation avec une tectonique de détachement. Deux types de contextes géologiques peuvent être observés parmi les massifs ultramafiques pyrénéens. Dans le premier type, les lherzolites constituent des clastes de diverses tailles, du grain millimétrique à l'olistolite hectométrique, dans des écoulements mono ou polygéniques de débris d'âge crétacé impliquant principalement les sédiments mésozoïques. C'est le cas pour l'essentiel des péridotites présentes en Midi-Pyrénées. Ce mode de gisement implique la mise à l'affleurement du manteau, son morcellement, sa sédimentation et sa diagénèse rapide au sein des brèches polygéniques dans un environnement tectonique actif. Dans le deuxième type, le manteau forme des lentilles hectométriques à kilométriques associées à des écailles tectoniques de matériel crustal. Les lherzolites y sont systématiquement associés à des formations triasiques fortement déformées et ont des contacts tectoniques avec les sédiments crétacés et jurassiques déformés appartenant à la couverture de la ZNP. Ces formations mésozoïques déformées ne sont pas plus anciennes que l'Aptien-albien inf. Elles sont recouvertes en discordance par les flysch et ont subi le métamorphisme HT-LP. Les données géochimiques obtenues sur les ophicalcites (Clerc et al., 2014) confirment l'existence de ces deux types de gisement.

Les lherzolites sont donc étroitement associés à des détachements ductiles affectant le socle varisque et la couverture sédimentaire mésozoïque pendant le métamorphisme

crétacé. Les mesures de fabriques minérales par microscopie électronique (EBSD) des carbonates de ces détachements révèlent des textures mylonitiques ayant été activées à des températures élevées. Par ailleurs, l'utilisation du géothermomètre par spectrométrie Raman de la matière carbonée dans ces mêmes roches confirme des températures maximales proches de 600°C. Ceci montre l'existence d'une tectonique extensive chaude, synmétamorphe (la S1 des auteurs) accompagnant la mise à nu du manteau sous-continental et son remaniement sédimentaire dans ou en bordure des bassins actifs. Le contraste entre les paléotempératures dans les détachements en bordure des bassins à remplissage calcaro-lherzolitique (600°C) et dans les détachements accommodants l'amincissement de la croûte (T < 350°C) confirme la géométrie de ce modèle géodynamique, notamment en ce qui concerne l'exhumation du manteau.

Le modèle intégré de mise en place des corps de lherzolite en relation avec le développement de détachements croûte-manteau et un glissement gravitaire généralisé de la couverture mésozoïque sur une semelle triasique est illustré en Figure 21. Ce modèle explique un grand nombre des caractéristiques de base de l'évolution pré-convergence des Pyrénées en particulier l'association systématique des roches métamorphiques et triasiques déformées, la déformation anté-inversion des formations mésozoïques, la présence d'abondantes formations clastiques albo-cénomano-turono-coniaciennes, et la dénudation de la bordure nord de la zone axiale avant la transgression cénomanienne. À une échelle plus large, ce modèle conduit à de nouveaux scénarios de l'inversion tectonique des Pyrénées.

Figure 21 (page suivante) – Modèles conceptuels d'exhumation du manteau, de tectonique de détachement, et de tectonique gravitaire pour l'évolution précollisionelle des Pyrénées. (a) vue génrale 2d du système extensif. (b) détail des relations entre les unités tectoniques mésozoïques et le système de failles de détachement.Le glissement continu des unités allochtones sur les unités exhumées tend à masquer le détachement. (c) Formation du mélange bréchique entre manteau, croûte profonde, et couverture mésozoïque. (d) inversion tectonique du système extensif conduisant à l'incorportation des roches associées au fonctionnement du détachement dans le prisme orogénique pyréen lors de la phase de contraction (très légè_rement modifié d'aptrès Lagabrielle et al., 2010).


S
Structural system
N
Foot wall
no mantle exposed
Exhumed mantle domain
deep detachment might be exposed
Hanging wall
no mantle exposed
Tectono-sedimentary system
Extensional domain
deep detachment might be exposed
Contractional domain (may be lacking)
Extensional domain
sea level
salt reworking
growth fault rollover
mantle rocks exposed locally on seafloor
Albian basin
pre-orogenic folding
Iberia crust
lower crust
European crust
main detachment
abnormal heat flow
Upper Triassic sediments and ophite (tectonic sole)
Jurassic-Barremian platform sequence
Subcontinental (European) Mantle
A
upslope stretching
Albian-Cenomanian flysch
gliding stage
salt accumulates locally
talus screes
raft
roller
raft
B
Alkali magmatism
mantle exposure
talus screes
ultramafic/crustal debris flows
C
Detachment damage zone
Tectonic assemblage of lenses of Palezoic basement and mantle rocks, in fault contact with allochtonous Mesozic metamorphic sequences (rafted units)
D
inversion stage
Pyrenean thrust fault
Albian detachment fault system
Pyrenean thrust fault

3.4.5. Evolution orogénique Crétacé Supérieur, Paléogène et Néogène

Durant le Crétacé supérieur, le Paléogène et le Néogène, l'évolution géologique de la région Midi-Pyrénées est liée à celle de l'orogène Pyrénéen. A partir du Santonien (Crétacé supérieur), le Bassin d'Aquitaine fonctionne en tant que rétro-bassin d'avant-pays de la chaîne des Pyrénées. L'architecture stratigraphique du bassin est liée à l'inversion des structures extensives antérieures et la mise en place d'un prisme chevauchant à vergence nord. La progression vers le nord de ce prisme est à l'origine d'une subsidence flexurale, maximale au front du prisme (sud) et diminuant progressivement vers le nord. Il en résulte une structuration du bassin qui va perdurer durant tout le stade « synorogénique » du bassin d'avant-pays nord-Pyrénéen (Crétacé supérieur et Paléogène) caractérisé par une forme triangulaire ouvert à l'ouest sur l'Atlantique entre les Pyrénées au sud et le Massif Central au nord-est se fermant à l'est dans le détroit de Carcassonne entre les Pyrénées au sud et la Montagne Noire au nord. La propagation de la déformation vers le nord au fur et à mesure de la progression du prisme orogénique provoque une migration vers le nord des dépôts centre successifs des séries synorogéniques, du Santonien à l'Oligocène.

1 - Avant-pays synorogénique (Crétacé supérieur à Oligocène : 86,3 à 23,03 Ma)

- **Crétacé supérieur (santonien-maastrichtien)**

A partir du Santonien, en réponse à la mise en place de chevauchements à fort pendage inversant les structures des bassins albo-cénomaniens de la Zone Nord-Pyrénéenne (Baby et al., 1988), un bassin d'avant-pays se met en place au niveau de la bordure sud du bassin d'Aquitaine. Il en résulte la formation d'un « sillon sous-pyrénéen » parallèle aux structures pyrénéennes où va s'accumuler durant la période jusqu'à 5 000m de sédiments connus comme les « Flysch Sénoniens ». L'aire de sédimentation du crétacé supérieur est située dans les Zones Nord (Bassin de Nalzen), Sous-Pyrénéenne (Plantaurel et Petites Pyrénées) et la Plateforme Toulousaine au nord où un système sédimentaire mixte (détritique et carbonaté) à double vergence (est-ouest et nord-sud) se met en place. L'ensemble des dépôts décrit une séquence progradante de l'est vers l'ouest (BRGM et al., 1974) et du sud vers le nord (Déramond et al., 1993).

Cette série des « Flysch sénoniens » correspond (sur un axe nord-sud à la longitude du Bassin de Nalzen), à la base aux Grès de la Jourdane passant latéralement aux marnes de St Cirac, au-dessus, les grès de Labarre passant latéralement aux Marnes de Plagne, le calcaires Nankin et enfin les marnes d'Auzas (Bilotte, 1985 ; Canérot, 2008).

Au nord et à l'est de cette « fosse », sur la plateforme toulousaine, la sédimentation est continentale le long d'une bande orientée nord-ouest / sud-est au sud d'un axe Agen-Toulouse se prolongeant vers l'est dans le Détroit de Carcassonne (BRGM et al. 1974 ; Biteau et al., 2006). De manière contemporaine à la progradation du sud vers le nord des séries marines à continentales de la Zone Nord-Pyrénéenne vers la Zone Sous-

Pyrénéenne, sur la plateforme toulousaine les dépôts du Crétacé supérieur rétrogradent vers le nord montrant une réduction d'épaisseur associée à un « onlap ».

- **Paléocène – Eocène inférieur (Danien-Yprésien supérieur)**

Le Paléocène inférieur s'est déposé dans la Zone Sous-Pyrénéenne et la Plateforme Toulousaine. L'épaisseur des sédiments accumulés est moins importante qu'au Crétacé supérieur. Le schéma séquentiel reprend celui du Crétacé Supérieur montrant un empilement de séquences progradantes selon un axe est-ouest (Cavelier et al., 1997). Cet ensemble montre un déplacement des dépôts centres vers le nord, en réponse à la croissance du prisme orogénique nord-pyrénéen au sud. Si l'ensemble de la série Paléocène – Eocène inférieur décrit une progradation à l'échelle de l'ensemble du Bassin d'Aquitaine, en région Midi-Pyrénées, située en domaine de plateforme et en domaine continental, la sédimentation enregistre des cycles retrogradation/progradation à plus haute fréquence se traduisant par une migration rapide des faciès (et du trait de côte) d'ouest en est dans les Petites Pyrénées et le Plantaurel.

Cinq cycles retrogradation/progradation ont été identifiés dans les dépôts Paléocène – Eocène inférieur (Tambareau et al., 1995). Le premier pic de transgression atteint les Petites Pyrénées au Danien. A l'ouest, une plateforme carbonatée protégée met en place alors que vers l'est ces dépôts passent dolomie traduisant es environnements saumâtres et des dépôts continentaux. Le second pic de transgression, au Thanétien inférieur atteint le Plantaurel avec les mêmes enchaînements de faciès que le précédent. Le troisième pic, encore daté du Thanétien inférieur atteint les chaînons audois. Le quatrième, daté du Thanétien supérieur atteint le Plantaurel. 0 la fin du Thanétien, les faciès continentaux progradent rapidement vers l'ouest et occupent toute la Zone Sous-Pyrénéenne en région Midi-Pyrénées. Le dernier cycle Transgression/Régression correspond à l'Ilerdien. La transgression ilerdienne recouvre l'ensemble de la Zone Sous-Pyrénéenne, le sud de la plateforme Toulousaine et atteint les Corbières à l'est. Après la mise en place d'une plateforme carbonatée à l'Ilerdien inférieur, le système sédimentaire devient mixte avec le dépôt d'une épaisse série de Marnes à Turritelles. Dans l'Aude, à partir de l'Ilerdien moyen, des faciès de grès à huîtres et de conglomérats progradent vers l'ouest. Il faut attendre l'Ilerdien supérieur pour les voir apparaître au-dessus des marnes à Turritelles dans le Plantaurel et les Petites Pyrénées. Cette progradation à l'Ilerdien supérieur marque le début des dépôts de la Formation de Palassou.

Dès l'Ilerdien moyen, la présence de conglomérats à éléments de marnes noires albiennes et de calcaires du paléocène interstratifiés dans les marnes à turritelles dans le Plantaurel (région de Laroque d'Olmes) montre la migration du front de déformation du prisme chevauchant vers le nord. Ces conglomérats montrent qu'à cette période, la zone nord-pyrénéenne est déjà émergée et alimente en sédiment le bassin d'avant-pays au nord. Ces dépôts caractéristiques, la présence de structures de croissance (discordances progressives) ainsi que les fortes variations d'épaisseur des séries ilerdiennes entre les plis synclinaux et anticlinaux de la Zone Sous-Pyrénéenne montre la croissance synsédimentaire de ces structures dès l'Ilerdien moyen (Tambareau et al., 1995 ; Crochet 1991).

- **Eocène inférieur à Supérieur (Ilerdien supérieur à Priabonien)**

Dans l'ouest du Bassin d'Aquitaine, l'empilement des séries syntectoniques, en contexte marin poursuivent le cycle progradant initié au Paléocène (Cavelier et al., 1997). En région Midi-Pyrénées, à partir de l'Ilerdien supérieur suite à la progradation terminant le cycle rétrogradation/progradation débuté à l'Ilerdien inférieur, la sédimentation reste continentale.

Cette sédimentation continentale correspond, au front de la Zone Sous-Pyrénéenne à la formation de Palassou. La Formation de Palassou correspond à un système fluvial issu des Pyrénées et s'écoulant ver le nord et l'ouest constitué de drains se divisant vers l'aval (Crochet, 1991) illustrant un système fluvial distributif. Les nombreux conglomérats présents dans la Formation de Palassou indiquent des directions d'apports sédimentaires en provenance des Pyrénées (Crochet, 1991). L'analyse de la composition de ces conglomérats montre la présence, sous forme de clastes, à la base de la Formation de Palassou, de carbonates mésozoïques et paléocènes, des schistes noirs aptien/albien, montrant que ces sédiments sont issus de la zone nord-pyrénéenne. Plus haut dans la formation, apparaissent des clastes de granitoïdes, de schistes à andalousite ainsi que ces calcaires à scapolites (Crochet, 1991 ; Hourdebaigt, 1988), montrant là-aussi une source Nord-Pyrénéenne et/ou de la Zone Axiale.

Vers le nord, sur la plateforme toulousaine, où les dépôts contemporains de la Formation de Palassou sont connus en forage, les dépôts sont plus fins (grès) et on note la présence plus importante de calcaire lacustres.

Vers le nord, les Bassin de Castres, l'Albigeois et le Bas Quercy n'enregistrent aucune sédimentation avant l'éocène inférieur à moyen. Par contre des paléosols latéritiques sont connus recouverts par dépôts éocène inférieur-moyen (affectant les gneiss de St Ferréol et la plateforme toulousaine, reconnu à la Base du forage Muret 101 notamment) montrant que le substratum hercynien était émergé. A partir de l'Eocène inférieur la région est recouverte par un système fluvio-lacustre dont les sources de sédiments sont la Montagne Noire et le massif Central.

L'accommodation de la convergence Ibérie-Europe, jusque-là limitée au prisme orogénique nord-pyrénéen, progresse vers le nord par la réactivation de structures hercyniennes. La réactivation de ces structures hercyniennes est marquée par des conglomérats syntectoniques. Ces structures sont la faille de Mazamet, dont la « brêche mortadelle » témoigne de l'activité (Mouline, 1989) et le chevauchement sud-grésignol à vergence sud (Dauch et Viallard, 1987 ; Inglès et al., 1998). La présence de conglomérats à éléments carbonatés mésozoïques et permiens montre la mise en place du relief du Dôme de la Grésigne et son érosion. A cette même époque, on note une réactivation en faille normale de la Faille de Villefranche-de-Rouergue (Grand Sillon Houiller) dont le jeu est marqué par des dépôts alluviaux et lacustres (Muratet, 1983).

A partir du Lutétien, dans la partie sud du Quercy, les séries mésozoïques des Causses du Quercy sont émergées et subissent une karstification. Cette karstification

se prolonge tout le long de l'Oligocène (et miocène ?). Ces paléokarsts sont bien connus et datés grâce aux dépôts phosphatés qu'ils renferment (phosphatières du Quercy).

- **Oligocène**

Durant l'Oligocène, la paléogéographie du bassin d'avant-pays change peu. Le système sédimentaire est assez semblable à celui de la formation de Palassou. Ainsi, sur le front de la zone Sous-Pyrénéenne, des dépôts molassiques enregistre la fin de la croissance des structures de la Zone sous-Pyrénéenne qui déforment ces molasses. Les données de sismique réflexion montrent un onlap progressif des séries tertiaires sur le flanc nord de la structure de Saint-André (front nord de la Zone Sous-Pyrénéenne, Serrano et al., 2006) confirmant la croissance des plis. Dans cette zone, les dépôts sont faits d'alternance de conglomérats et de marnes correspondant au même système fluvial que celui de la Formation de Palassou sous-jacent. Vers le nord, le long de la vallée de la Garonne, les dépôts sont plus fins avec de nombreuses intercalations de calcaire palustres. Ces dépôts correspondent au Molasses du Tolosan et du Lauragais.

Dans le sud du Quercy, les Molasses de l'Agenais recouvrent totalement l'éocène supérieur et reposent par endroit directement sur les séries mésozoïques du Quercy. Les molasses de l'Agenais montrent des évidences d'apports détritiques venant du Nord.

2 - Piémont post-orogénique (depuis 23,03 Ma)

Distinguer le passage sédimentation synorogénique/post-orogénique dans le Bassin d'Aquitaine n'est pas facile, au contraire du flanc sud des Pyrénées où de nombreuses études récentes ont pu le monter, sur la base de thermochronomètres basse température. Cependant, en l'absence de données thermochronologiques dans le Bassin d'Aquitaine, de nombreux autres éléments permettent de préciser ce passage d'un bassin d'avant-pays à un piémont « post-foreland ». A partir du Miocène, les dépôts molassiques sont très peu ou pas déformés. Les données de sismique réflexion montrent un onlap progressif des séries tertiaires sur le flanc nord de la structure de Saint-André (front nord de la Zone Sous-Pyrénéenne, Serrano et al., 2006) alors que les molasses miocènes reposent en discordance sur les structures de la Zone Sous-Pyrénéenne et de la Zone Nord-Pyrénéenne (Comminges). Les séries sédimentaires des molasses présentent une très faible épaisseur, comparée aux séries sous-jacentes

- **Miocène**

Le Miocène est marqué par la mise en place d'un système sédimentaire continental « molassique ». Les dépôts sont plus grossiers au sud et leur granulométrie diminue progressivement vers le nord (Crouzel, 1957). Ces sédiments grossiers sont issus des Pyrénées. Vers le nord, dans l'Armagnac, les molasses miocènes font apparaître de nombreuses intercalations calcaires (palustres et lacustres). Au Langhien et au Serravallien une transgression marine en provenance de l'Atlantique vient former un golfe (golfe de Lectoure) dont la forme « moule » la morphologie du piémont pyrénéen

correspondant aux dépôts molassiques. Cette transgression dépose dans le bas armagnac des dépôts marins : la Formation des sables fauves. Les dépôts des sables fauves ont enregistré des déformations de faible amplitude liées à la flexure celtaquitaine (Gardère et al., 2002).

- **Pliocène**

Les sédiments pliocènes sont limités au piémont pyrénéen. Leur âge est mal contraint. Le pliocène des Pyrénées est surtout connu pour la Formation de Lannemezan. Cette formation recouvre les molasses miocènes (datées du Tortonien à Orignac). Il s'agit de dépôts très grossiers (incluant des blocs métriques) emballés dans une matrice argilo-sableuse (Alimen, 1964 ; Icole, 1974). Ces dépôts correspondent à un cône alluvial issu de la vallée de la Neste. Ce cône alluvial est à l'origine du Plateau de Lannemezan. Vers l'est, à la confluence de la Garonne et du Salat, des dépôts contemporains sont connus, non pas recouvrant les dépôts miocènes mais comblant une vallée incisée, montrant que l'encaissement des vallées pyrénéennes était déjà en partie acquis au pliocène.

3.4.6. Géomorphologie et dépôts récents

La spécificité de la période quaternaire est l'occurrence de cycles climatiques glaciaires/interglaciaires. Ceux-ci se sont progressivement mis en place et sont caractérisés depuis ~800 000 ans par une cyclicité d'une période d'environ 100 000 ans, et une variation du niveau de la mer de 100 m au moins (Lisiecki et Raymo, 2005). L'effet le plus visible en a été le développement de glaciers couvrant une bonne part de la chaîne des Pyrénées (cf. Figure 22). D'après Calvet (2004), la ligne d'équilibre glaciaire qui se situe aujourd'hui aux alentours de 3000 m, devait se situer à environ 1500 m, avec une légère dissymétrie entre l'ouest (1400 m au niveau du Gave d'Aspe) et l'est (1600 m dans le massif du Carlit). La cyclicité du climat quaternaire se lit dans l'ensemble de la région Midi-Pyrénées.

Les glaciers du Quaternaire ont laissé une empreinte durable sur les paysages pyrénéens, en termes de géomorphologie et de dépôt. Les morphologies des vallées pyrénéennes montrent fréquemment des vallées en « U » (ou en auge), avec une succession d'ombilics et de verrous depuis les cirques jusqu'aux moraines frontales, souvent situées à la limite avec le piémont (Lourdes, Saint Bertrand de Comminges, Foix, Figure 22). Les dépôts associés sont en premier lieu des dépôts morainiques, que les moraines soient frontales, latérales ou de fond. Les moraines latérales et frontales ont permis de reconstituer différents stades d'évolution des glaciers surtout dans la phase d'amaigrissement postérieure au maximum glaciaire (LGM soit environ 22-24 ka BP)(voir Delmas et al. 2011). Il existe cependant des moraines plus en avant que les moraines frontales le plus basses du dernier épisode glaciaire (probablement durant le MIS6 d'après Delmas et al. 2011, cf. Figure 22). Des dépôts latéraux aux glaciers peuvent être trouvés çà et là lorsque le glacier ou sa moraine latérale bloquait le passage des eaux, il s'agit alors de terrasses de kame. Les périodes glaciaires ont laissé par ailleurs de nombreuses traces non nécessairement glaciaires comme les lœss et les grèzes sur les pentes. On notera que bien des vallées glaciaires les plus

importantes sont aujourd'hui remplies de sédiments dont l'épaisseur peut atteindre 200 m d'après les sondages et les études géophysiques.

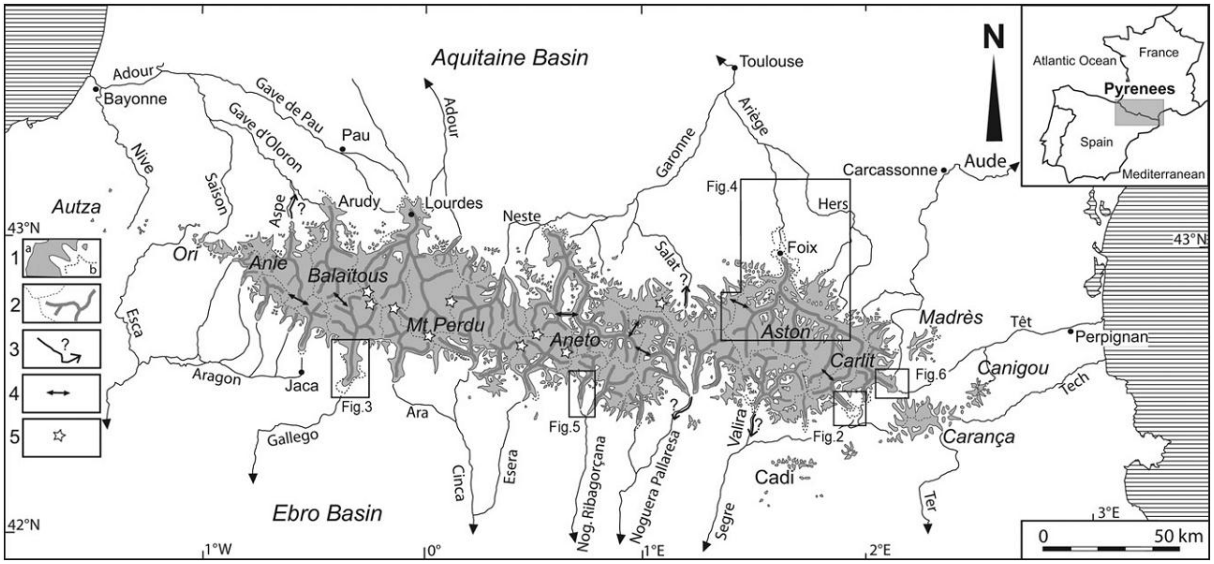


Figure 22 – Les Pyrénées en période glaciaire (Calvet, 2004 ; Calvet et al. 2011). 1a : Etendue des glaciers du Würm ; 1b : extension maximale pendant le Pléistocène Moyen. 2 : crêtes supraglaciaires et principales langues glaciaires. 3: extension possible des glaciers de vallées pendant le Pléistocène. 4 : diffluences glaciaires. 5: Glaciers actuels.

A l'aval des glaciers se sont développés des complexes de terrasses, dont la chronologie peut être reliée à celle des glaciers, notamment par les relations stratigraphiques entre les terrasses et les différentes moraines évoquées plus haut. Les complexes de terrasses sont particulièrement bien développés dans les vallées de l'Ariège, de la Garonne et de l'Adour, où les terrasses sont largement plus larges que le lit actuel des cours d'eau. Mis à part pour la plus basse qui est contemporaine de la fin du Würm (cf. Stange et al. 2013 par ex), peu de datations ont été réalisées avec succès sur ces terrasses ; les chronologies existantes reposent sur des datations relatives. Les rivières qui ne prennent pas leur source dans les Pyrénées sont aussi bordées par des terrasses (par ex. Save, Gers, Baïse) ; là aussi elles seraient liées aux variations climatiques quaternaires.

Les terrasses laissées par les différents cours d'eau sont toujours étagées (au moins au Sud de Toulouse), ce qui montre que la tendance générale dans les Pyrénées comme dans l'avant-pays est à l'incision des cours d'eau dans leur substratum.

3.4.7. Structure profonde et déformation actuelle de la chaîne

De nombreuses données géophysiques (sismologie, gravimétrie) montrent une asymétrie de la structure crustale sous les Pyrénées : d'une épaisseur normale (30-35 km) sous la ZNP et le Bassin d'Aquitaine, on passe à une croûte épaisse (50-60 km) sous la ZA. Ce décalage du moho semble être localisé à l'aplomb de la trace en surface de la ZNP (Daignières, 1978; Daignières et al, 1981; Gallart et al, 1981). Deux profils ECORS ont été réalisés à travers les Pyrénées, l'un au niveau de l'Ariège (Choukroune et al, 1989; Daignières et al., 1989 ; Roure et al, 1989; Muñoz, 1992), l'autre en Béarn (Grandjean, 1994). Les deux profils montrent un plongement net du moho ibérique sous la ZNP. Des variations latérales significatives de la structure crustale de la chaîne ont également été mises en évidences par des profils longitudinaux. La tomographie a confirmé le plongement de la lithosphère ibérique sous la ZNP (Souriau et Granet, 1995 ; Souriau et al., 2008 ; Chevrot et al, sous presse). Les données tomographiques et les données ECORS montrent que la convergence entre l'Ibérie et l'Europe a été résorbée par la subduction vers le nord de la croûte inférieure ibérique, à laquelle est associé par découplage intra-crustal un prisme d'accrétion constitué par la croûte supérieure et formant la chaîne proprement dite (Munoz, 1992 ; Teixell, 1998). L'asymétrie de la structure profonde (subduction) est responsable de l'asymétrie du prisme crustal, qui montre une vergence principale vers le sud (ZA + ZSP accommodant une centaine de kilomètres de raccourcissement) alors que le CFNP correspond à un rétrochevauchement accommodant une trentaine de kilomètres de raccourcissement vers le nord.

Des mesures d'anisotropie sismique ont permis de relier les propriétés du manteau lithosphérique (anisotropie forte et orientée E-O) à l'histoire de la déformation pyrénéenne (Barruol et al, 1998), et mettent en évidence dans le manteau une éventuelle structure héritée E-W d'âge varisque ou crétacé. Une récente étude magnétotellurique semble montrer la présence de fusion partielle dans le slab ibérique plongeant vers le nord (Pous et al, 1995; Glover et al, 2000).

Les Pyrénées constituent la zone la plus sismique du territoire métropolitain. La déformation actuelle s'y exprime par une sismicité permanente mais généralement modérée (environ 400 séismes de magnitude (M) > 1,8 par an). La sismicité est contrastée entre l'est et l'ouest de la chaîne (Figure 23) : diffuse à l'est, elle est plus concentrée autour de la FNP à l'ouest (Souriau et Pauchet, 1998; Souriau et al., 2001 ; Chevrot et al., 2011). Les derniers séismes importants n'ont pas concerné la région Midi-Pyrénées (Arette en 1967, M=5,7 ; Arudy en 1980, M=5,1 ; Agly en 1996, M=5,2), mais deux des plus importants séismes historiques du territoire métropolitain ont eu lieu dans la région, en Bigorre (1660 et 1750, intensités maximales estimées à VIII-IX).

Cette déformation ne semble pas pouvoir être simplement reliée à la convergence entre l'Ibérie et l'Europe, puisque les résultats géodésiques récents montrent que le déplacement moyen horizontal entre ces deux plaques est très faible, inférieur au mm par an (Nocquet et Calais, 2004). Le régime tectonique actuel dans les Pyrénées est donc encore mal déterminé et controversé. Des travaux récents montrent la présence d'une déformation en extension nord-sud, avec des mécanismes aux foyers de type faille normale (Chevrot et al, 2011), ce qui est interprété dans les derniers modèles par

une tectonique plus verticale qu'horizontale avec une déformation liée à des réajustements gravitaires de type rebond isostatique induit par la remontée de la racine crustale provoquée par l'érosion de la chaîne en surface (Vernant et al, 2013).

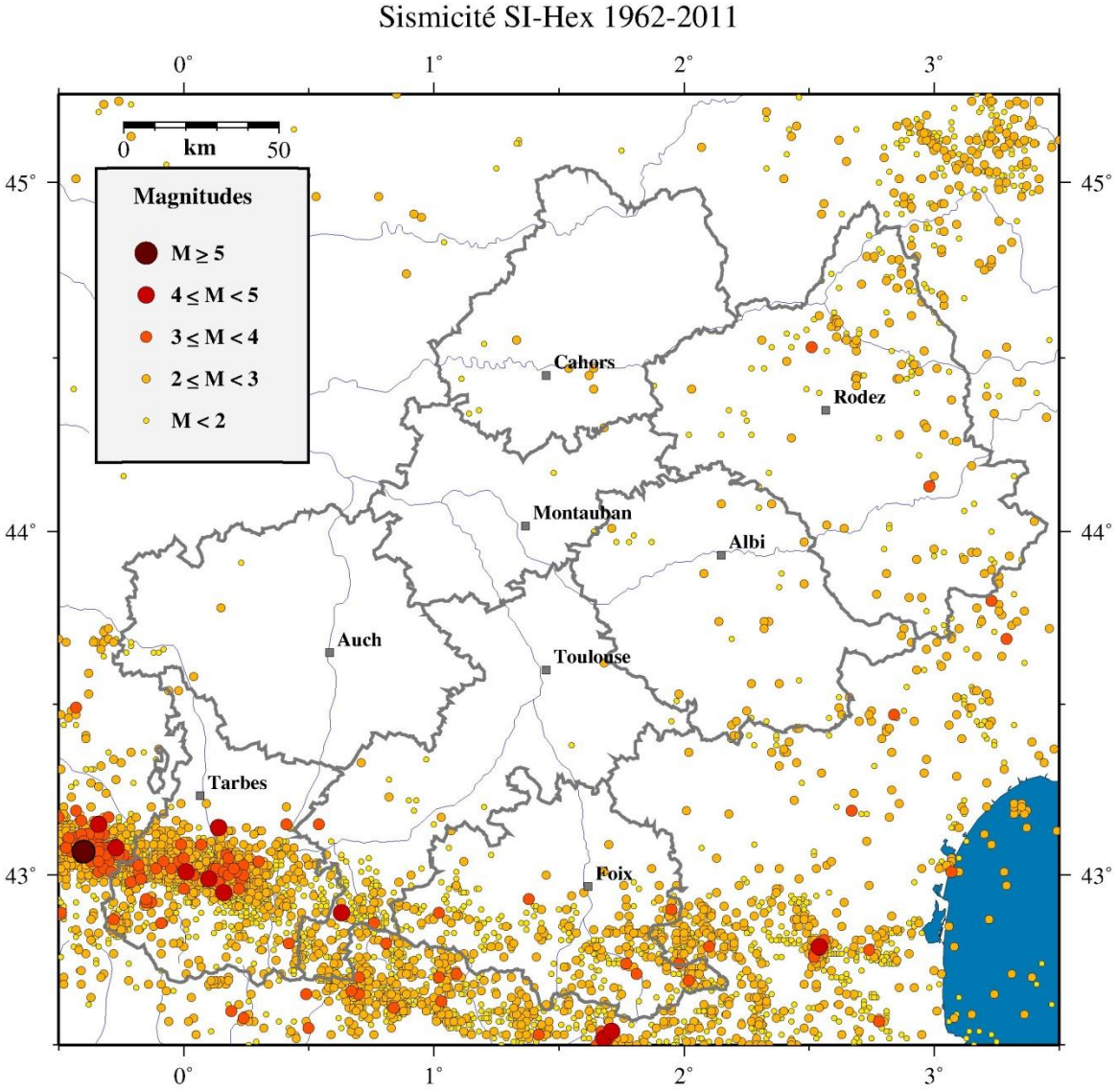


Figure 23 – Sismicité instrumentale sur la période 1962-2011 (Réseau de surveillance..., Observatoire Midi-Pyrénées).

4. Bibliographie

Alabouvette B., Bodeur Y., Mattei J., Lopez M., avec la collaboration de Rançon J.P., Paloc H. (1987) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Le Caylar (962) – Orléans : BRGM. Notice explicative par Alabouvette et coll. (1988), 63 p.

Alabouvette B., Burg J.P., Delor C.P., Leyreloup A.F., Rommey F., Fuchs Y., Lefavrais-Raymond A., Becq-Giraudon J.F., Paloc H. (1989) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Rodez (884) – Orléans : BRGM. Notice explicative par Alabouvette et al. (1989), 47 p.

Alabouvette B., Burg J.P., Lefavrais-Raymond A., Leyreloup A.F., Delor C.P., avec la collaboration de Roche J. (1989) – Notice explicative. Carte géol. France (1/50 000), feuille Rodez (884) – Orléans : BRGM, 47 p.

Albarède F., et Michard-Vitrac A., 1978. Age and signifiance of the north pyrenean metamorphism. Earth Planet. Sci. Let., 40:327-332.

Alimen, H., (1964). Le quaternaire des Pyrénées de la Bigorre. Mémoire du Service de la Carte Géologique de la France, Paris, 394pp.

Arthaud, F. and Matte, Ph., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géometrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. Tectonophysics, 25:139-171.

Autran A., Carreras J., Durand-Delga M., et Laumonier B., 1995. Le cycle hercynien dans les Pyrénées. Réflexions finales. In Barnolas A, Chiron J.C. : "Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées". Edition BRGM-ITGE, vol 1, p. 679-693.

Avé-Lallemand, H. G. A. (1967). Structural and petrofabric analysis of an « Alpine type » peridotite: The lherzolite of the French Pyrénées. Leidse Geol. Meded., 42, 1-57.

Azambre B. and P. Monchoux, 1998. Metagabbros amphiboliques et mise en place des lherzolites des pyrénées (france). C. R. Acad. Sci. Paris, 327 : 9–15.

Azambre B., et Rossy M., 1976. Le magmatisme alcalin d'âge crétacé dans les Pyrénées occidentales et l'arc basque-: ses relations avec le métamorphisme et la tectonique. Bull. Soc. géol. France, 6:1725-1728.

Azambre B., Sagon J.P., et Debroas E.J., 1991. Le métamorphisme crétacé du fossé des Baronnies (Hautes-Pyrénées, France), témoin des anomalies thermiques de la zone transformante nord-pyrénéenne. C.R. Acad. Sci. Paris, t.313, Série II, p.1179-1185.

Azambre, B., et Ravier, J., 1978. Les écailles de gneiss du faciés granulite du port de Saleix et de la région de Lherz (Ariège), nouveaux témoins du socle profond des Pyrénées. Bull. Soc. géol. France, 7:221-228.

Azambre, B., 1987. Caractéristiques pétrologiques des dolérites tholéiitiques d'age triasique (ophites) du domaine pyrénéen. Bulletin de Minéralogie, 1987, Vol. 110, Issue 4, pp.379-396.

B.R.G.M., ELF-Re, ESSO-REP., S.N.P.A., 1974. Géologie du Bassin d'Aquitaine, B.R.G.M. éd.

Baby, P., Crouzet , G., Specht, M., Déramond, J., Bilotte, M., Debroas, E-J., (1988). Rôle des paléostructures albo-cénomaniennes dans l géométrie de

chevauchements frontaux Nord-Pyrénéens. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, série II, 306 :307-313.

Barnolas A, Chiron J.C., 1995. Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées – volume 1 : Introduction. Géophysique. Cycle hercynien. Edition BRGM-ITGE.

Barruol G., Souriau A., Vauchez A., Diaz J., Gallart J., Tubia J., and Cuevas J., 1998. Lithospheric anisotropy beneath the Pyrenees from shear wave splitting. Jl. Geoph. Res., vol. 103, n° B12, p.30039-30053.

Beaumont C., Muñoz J.A., Hamilton J., and Fullsack, Ph., 2000. Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. Jl Geoph. Res., 105, B4, 8121-8145.

Bernus-Maury C. (1984). – Etude des paragenèses caractéristiques du métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées. – Thèse, Paris, 253p.

Beziat, D; Joron, Jl; Monchoux, P, Et Al., 1991. Geodynamic implications of geochemical data for the Pyrenean ophites (Spain-France). Chemical Geology, 89, 3-4, p.243-262.

Bilotte, M, (1985). Le Crétacé supérieur des plateformes est-pyrénéennes. Thèse de doctorat d'état, Université Toulouse 3, Paul Sabatier. Strata, 2 : 5 : 438pp

Biteau, J-J., Le Marrec, A., Le Vot, M., Masset, J-M., (2006). The Aquitaine Basin. Petroleum Geosciences. 12:247-273. doi: 10.1144/1354-079305-674

Bodinier J.-L., Dupuy C. et Dostal J. (1988). – Geochemistry and petrogenesis of eastern Pyrenean peridotites. – Geochim. Cosmochim. Acta, 52, 2893–2907, doi: 10.1016/0016-7037(88)90156-1.

Bodinier J.-L., Menzies M.A., Shimizu N., Frey F.A. et Mcpherson E. (2004). – Silicate, hydrous and carbonate metasomatism at Lherz, France: contemporaneous derivatives of silicate meltharzburgite reaction. – J. Petrol., 45, 299-320, doi: 10.1093/petrology/ egg107.

Bodinier J.-L., Vasseur G., Vernières J., Dupuy C. et Fabriès J. (1990). – Mechanisms of mantle metasomatism: geochemical evidence from the Lherz orogenic peridotite. – J. Petrol., 31, 597-628, doi: 10.1093/petrology/31.3.597.

Bons P., Druguet E., Hamann I., Carreras J., Passchier C.W., 2004. Apparent boudinage in dykes. Journal of Structural Geology, 26, p.625-636.

Bouhallier H., Choukroune P., et Ballèvre M. 1991. Evolution structurale de la croûte profonde hercynienne : exemple du massif de l'Agly (Pyrénées orientales, France). C.R. Acad. Sci. Paris, 312, série II, 647-654

Boulvais P., de Parseval P., D'Hulst A., and P. Paris, 2006. Carbonate alteration associated with talc-chlorite mineralization in the eastern Pyrenees, with emphasis on the St. Barthelemy Massif. Mineralogy and Petrology, 88: 499–526.

BRGM, ELF-RAP, ESSO-REP et SNPA 1974. Géologie du Bassin d'Aquitaine. Bureau de recherches géologiques et minières.Cavelier, C., Fries, G., Lagarigue, J.L. et Capdeville, J.P. 1997. Sedimentation progradante au Cénozoïque inférieur en Aquitaine méridionale: un modèle. Géologie de la France, 4 : 69–79.

Brousse R., Park F., Le Gouellec M.A., Therrié B;, Mazet A.G., Gillot P.Y., Fabriol R., Robert J.L., Guille G., Mottay G., Pesme M.F., Nitecki S., Havette A., Vaziri H.M., Blais S., Michard J.M., Veyret Y. (1975) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Vic-sur-Cère (812) – Orléans : BRGM.

Brunet M.F., 1984. Subsidence history of the Aquitaine basin determined from subsidence curves. Geol. Mag., 121, (5), p. 421-428

Brunet, M.-F., 1991. Subsidence et géodynamique du Bassin d'Aquitaine. Relations avec l'ouverture de l'Atlantique. Ph.D. Thesis, UniversiteÂ P. et M. Curie.

Canérot J. (2008) - Les Pyrénées - Tome 1 : Histoire géologique, 516 p. - Tome 2 : Itinéraires de découverte, 127 p. - Atlantica Editeur

Canérot, J., (2008). Les Pyrénées, Vol. 1 : histoire géologique. Editions Atlantica, Biarritz, 516pp.

Carreras, J., 2001. Zooming on Northern Cap de Creus shear zones. Journal of Structural Geology 23, 1457–1486.

Carreras, J., Druguet, E., 1994. Structural zonation as a result of inhomogeneous non-coaxial deformation and its control on syntectonic intrusions: an example from the Cap de Creus area (eastern-Pyrenees). Journal of Structural Geology 16, 1525–1534.

Cherry J., Daignieres M., et Vilotte J.P., 1990. How to built an asymetric crustal root such as the Pyrenean one : a thermomechanical model. Bull. Soc. Géol. France, 8, VI, 2, 211-218.

Chevrot, S., Sylvander, M., Delouis, B., 2011. A preliminary catalog of moment tensors for the Pyrenees. Tectonophysics 510, 239–251. doi:10.1016/j.tecto.2011.07.011.

Choukroune P. (1973). – La brèche de Lherz dite “d’explosion liée à la mise en place des lherzolites” est une brèche sédimentaire d’âge cénozoïque. – C. R. Acad. Sci., Paris, 277, 2621-2624.

Choukroune P., 1992. Tectonic evolution of the Pyrenees. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 20, 143-158.

Choukroune P., Mattauer M., 1978. Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaison avec les modèles actuels. Bull Soc Géol France 5: 689-700.

Choukroune, P and ECORS Pyrénées team 1989. The ECORS Pyrénéan deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. Tectonics, 8 , 1:23-39.

Choukroune, P. 1976. Structure et évolution tectonique de la zone Nord-Pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité subverticale. Mém. Soc. géol. Fr. 127, 176 p.

Choukroune, P. 1976. Structure et évolution tectonique de la zone Nord-Pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité subverticale. Mém. Soc. géol. Fr. 127, 176 p.

Choukroune, P., 1972.151151 Relations entre tectonique et métamorphisme dans les terrains secondaires de la ZNP centrale et orientale. 151Bull. Soc. géol. 151151151France, XIV.

Choukroune, P., Le Pichon, X., Seguret, M. and Sibuet, J.C., 1973. Bay of Biscay and Pyrénées. Earth Planet. Sci. Let., 18:109-118.

Clerc C., 2012. Evolution du domaine nord-pyrénéen au cretace; amincissement crustal extrême et thermicité élevée: un analogue pour les marges passives. Doctorat UPMC, 249 p.

Clerc C., Boulvais, Lagabrielle Y., and M. de Saint Blanquat, 2013. Ophicalcites from the Northern Pyrenean Belt: a field, petrographic and stable isotope study. International Journal of Earth Sciences. DOI 10.10007/s00531-013-0927-z.

Clerc C., Lagabrielle, Y., Neumaier, M., Reynaud, J.-Y., et St Blanquat, M. (2012). Exhumation of subcontinental mantle rocks: evidence from ultramafic-bearing clastic deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees. Bulletin de la Societe Geologique de France, .

Combes, P.J., 152et Peybernès, B., 1989. Tectonique albienne dans les gisements de bauxites des Pyrénées ariégeoises (France) en relation avec l'évolution géodynamique de la marge passive européenne. 152C. R. Acad. Sci. Paris, 152152152308:953-959.

Crochet B., (1991). Molasses syntectoniques du versant nord des Pyrénées : la Série de Palassou. Documents du BRGM. 19 9, 387 p.

Crouzel, F., (1957). Le Miocène continental du Bassin d'Aquitaine. Bulletin des Services de la Carte Géologique de la France, 54 : 1-265.

Cubaynes R. (1986) - Le Lias du Quercy méridional. Etude lithologique, biostratigraphie, paléoécologie et sédimentologie. Strata, Série 2, n°6, 574 p.

Cubaynes R., Fauré Ph., Hantzpergue P., Lefavrais-raymond A., Pélissié Th. et Rey J. (1987) - Le Jurassique du Quercy. Généralités, livret-guide d'excursion. Strata, série 2, vol.7, 159 p.

Curnelle, R., 1983. Evolution structo-sédimentaire du Trias et de l'infra-Lias d'Aquitaine. Bull. Soc. Rech. S. N. Elf-Aquitaine, 7, 69-99.

Curnelle, R., Dubois P., 1986**.** Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français: bassin de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. Bull. Soc. Géol. Fr., 8, 529-546.

Daignières M., 1978, Géophysique et faille nord-pyrénéenne. Bull. Soc. géol. France, 5:677-680.

Daignières M., de Cabissole B., Gallart J., Hirn A., Surinach E. et Torné M., 1989. Geophysical constraints on the deep structure along the ECORS Pyrénées line. Tectonics, 8, 1051-1058.

Daignières M., Gallard J., et Hirn A., 1981. Etude sismique des Pyrénées. Apport à la géodynamique. Bull.B.R.G.M., 2:83-92.

Dauteuil O. et Ricou L.E. (1989). – Une circulation de fluides de haute température à l'origine du métamorphisme crétacé nord-pyrénéen. – Geodin. Acta, 3, 3, 237-250.

Davy P., Choukroune P., Suzanne P., 1990. Mechanical hypotheses of lithosphere deformation - Application to the Pyrenean belt. Bulletin de la Société Géologique de France, 6, 2, p.219-228.

Debroas E.-J., Canérot J. et Bilotte M. (2013). – Comment on « Exhumation of subcontinental mantle rocks: evidence from ultramaficbearing clastic deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees » by C. Clerc et al. (Bull. Soc. géol. Fr., 2012, 183, 5, 443-459). – Bull. Soc. géol. Fr., 184, 6, 621-629.

Debroas E.J., 1990. Le flysch noir albo-cénomanien témoin de la structuration albienne à sénonienne de la Zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). Bull. Soc. Géol. France, 8, VI, 2, 273-286.

Debroas, E. J. , Bilotte M., Canérot J., et Astruc J.G., 2010. Réinterpretation des brèches de la faille nord-pyrénéenne ariégeoise (France). Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse, 2010, Vol. 146, pp.77-88

Delaperriere E., Saint Blanquat (De) M., Brunel M. et Lancelot J. (1994). – Géochronologie U-Pb sur zircons et monazites dans le massif du Saint-Barthélémy (Pyrénées, France): discussion des âges des événements varisques et pré-varisques. – Bull. Soc. géol. Fr., 165, 2, 101-112.

Denèle Y, Olivier P, Gleizes G, Barbey P (2009) Decoupling between the middle and upper crust during transpression-related lateral flow: Variscan evolution of the Aston gneiss dome (Pyrenees, France). Tectonophysics 477 (3-4):244-261. doi:10.1016/j.tecto.2009.04.033

Denèle Y., Laumonier B., Paquette J.L., Olivier P., Gleizes G., et Barbey P., 2014. Timing of granite emplacement, crustal flow and gneiss dome formation in the Variscan segment of the Pyrenees. In Schulmann, K., Martınez Catalan, J. R., Lardeaux, J. M., Janousek, V. et Oggiano, G. (eds), The Variscan Orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust. Geological Society, London, Special Publications, 405, http://dx.doi.org/10.1144/SP405.5.

Deramond J., Baby P., Specht M., Crouzet G., 1990. Géométrie des chevauchements dans la zone nord-pyrénéenne ariégeoise précisée par le profil ECORS. Bull. Soc. Géol. France, 8, VI, 2, p. 287-294.

Deramond J., Joseph J., Majesté-Menjoulas C., et Mirouse R., 1980. Géométrie des déformations dans une nappe complexe : la nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales, France). Geol. Rundschau, 69, 3, p.659-677.

Déramond, J., Souquet, P., Fondecave-Wallez, M-J., Specht, M., (1993). Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in fordeeps : model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain), in Williams, G.D. and Dobb, A. eds., Tectonics and seismic sequence stratigraphy. Geological Sociaty of London Special Publication, 71 : 193-219.

Donnot M., Lefavrais A., Lablanche G., Greber C., Rouchy J.M., Prian J.P. (1990) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Camarès (961) – Orléans : BRGM. Notice explicative par Guérangé-Lozes J. et al. (1991), 84 p.

Driouch, Y., Dahmani, A., Debat, P., Pouget, P., Seyler, M., et Soula, J.C., 1989. Les formations ultrabasiques et basiques au sein des séries mésocrustales des Pyrénées hercyniennes. C. R. Acad. Sci. Paris, 308:1149-1255.

Druguet, E., 2001. Development of high thermal gradients by coeval transpression and magmatism during the Variscan orogeny: insights from the Cap de Creus (Eastern Pyrenees). Tectonophysics 332, 275–293.

Druguet, E., Hutton, D.H.W., 1998. Syntectonic anatexis and magmatism in a mid-crustal transpressional shear zone: an example from the Hercynian rocks of the eastern Pyrenees. Journal of Structural Geology, 20, 905–916.

Dubois, P., Seguin, J-C., (1978). Les flyschs crétacé et éocène de la zone commingeoise et leur environnement. Bulletin de la Société Géologique de France, Series 7 Vol. XX :657-671, doi:10.2113/gssgfbull.S7-XX.5.657

Dubreuilh, J., Capdeville, J-P., Farjanel, G., Karnay, G., Platel, J-P., Simon-Coinçon, R., (1995). Dynamique d'un comblement néogène et quaternaire : l'exemple du bassin d'Aquitaine. Géologie de la France, 4 :3-26.

Fabriès J., Lorand J.P., et Bodinier J.L., 1998. Petrogenetic evolution of orogenic lherzolite massifs in the central and western Pyrenees. Tectonophysics, 292, p.145-167.

Fabriès, J., Lorand, J.-P., Bodinier, J.-L., et Dupuy, C. (1991). Evolution of the Upper Mantle beneath the Pyrenees: Evidence from Orogenic Spinel Lherzolite Massifs. Journal of Petrology, Special_Volume(2), 55-76. doi:10.1093/petrology/Special_Volume.2.55

Fallourd S., Poujol M., Boulvais P., Paquette J.L., Saint Blanquat M. (de), and Rémy P., 2013. In situ LA‐ICP‐MS U–Pb titanite dating of Na–Ca metasomatism in orogenic belts: the North Pyrenean example. International Journal of Earth Sciences. DOI 10.1007/s00531-013-0978-1.

Fauré Ph. (2002) – Le Lias des Pyrénées. Strata, vol.39, Tome 1 - 365 p., 187 fig. ; Tome 2 - 396 p., 169 fig., 25 pl.

Fitzgerald P., Muñoz J.A., Coney P., and Baldwin, 1999. Asymetric exhumation across the central Pyrenees : implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. Earth and Planetary Science Letters, 173, 157-170.

Fortuné, J.P., Gavoille, B., 154et Thiébaut, J., 1980. Le gisement de talc de Trimouns près Luzenac (Ariège). 15426ème C.G.I., Fasc. E10, 43p.

Gallart J., Banda E., and Daignières M., 1981. Crustal structure of the paleozoic axial zone of the Pyrenees and transition to the north-pyrenean zone. Ann. Geophys., 37, p.457-480.

Gardère, P., Rey, J., Duranthon, F., (2002) Les “Sables Fauves”, témoins de mouvements tectoniques dans le basin aquitain au Miocène moyen. Comptes Rendus Géosciences, 334:987-994.

Gleizes G., Leblanc D., Bouchez J.L., 1997. Variscan granites of the Pyrenees revisited: Their role as syntectonic markers of the orogen. Terra Nova, 9, 1, p.38-41.

Gleizes G., Leblanc D., Santana V., Olivier P. and Bouchez J.L. (1998) - Sigmoidal structures featuring dextral shear during emplacement of the Hercynian granite complex of Cauterets-Panticosa, Pyrenees. Jour. Struct. Geol., 20/9-10: 1229-1245.

Glover PWJ, Pous J, Queralt P, et al., 2000. Integrated two-dimensional lithospheric conductivity modelling in the pyrenees using field-scale and laboratory measurements. Earth And Planetary Science Letters, 178, 1-2, p.59-72.

Goër de Herve A. (de), Couturié J.P. (1994) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Nasbinals (837) – Orléans : BRGM. Notice explicative par Goër de Herve A. (de) et coll. (1994), 124 p.

Goër de Herve A. (de), Bogdanoff S., Couturié J.P. (2006) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Entraygues-sur-Truyère (836) – Orléans : BRGM. Notice explicative par Duguet M.. et al. (2001), 173 p.

Golberg J.-M. (1987). – Le métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées: relations avec l’évolution de la chaîne au Crétacé. – Doctorat, Montpellier.

Golberg J.-M., Maluski H. et Leyreloup A.F. (1986). – Petrological and age relationship between emplacement of magmatic breccia, alkaline magmatism, and static metamorphism in the North Pyrenean Zone. – Tectonophysics, 129, 275–290, doi:10.1016/0040- 1951(86)90256-8

Golberg, J.M. et Leyreloup, A.F. 1990. High temperature - low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). Contr. Miner. Petrol. 104, 194-207.

Golberg, J.M., et Maluski, H., 1988. Données nouvelles et mise au point sur l'âge du métamorphisme pyrénéen. C.R. Acad Sc. Paris, II, 306:429-435.

Goujou J.-C., Goldberg J.-M. et Leyreloup A. (1988). – Réactions de décarbonation dans les roches calcaréo-pélitiques de la Ballongue (zone nord pyrénéenne). 1. Formation de biotite et de plagioclase. – C. R. Acad. Sci., Paris, 307, II, 39-44.

Grandjean G., 1994. Etude des structures crustales dans une portion de chaîne et leur relations avec les bassins sédimentaires. Application aux Pyrénées occidentales. Bull. Centre Rech. Explor-Prod. Elf-Aquitaine Production, 18, 2, p.391-419.

Grignac, (1983) - Contribution à l'étude des sédiments détritiques post-hercyniens de la bordure Sud-Ouest du Massif Central (France). Thèse 3ème Cycle, Toulouse.

Guérangé-Lozes J., Guérangé B., avec la collaboration de Lefavrais A., Rançon J.P., Astruc J.G., Michard A., Greber C. Servelle C. (1991) – Notice explicative. Carte géol. France (1/50 000), feuille Camarès (961) – Orléans : BRGM, 84 p.

Henry, P., Azambre, B., Montigny, R., Rossy, M., et Stevenson, R. K. (1998). Late mantle evolution of the Pyrenean sub-continental lithospheric mantle in the light of new 40Ar-39Ar and Sm-Nd ages on pyroxenites and peridotites (Pyrenees, France). Tectonophysics, 296(1-2), 103-123. doi:10.1016/S0040-1951(98)00139-5

Icole, M., 1974. Géochimie des altérations dans les nappes d'alluvions du piedmont occidental nord-pyrénéen. Eléments de paléopédologie quaternaire. Sciences Géologiques, mémoire #40. Université Louis Pasteur, Strasbourg, France, 200 pp.

Inglès, J.D., Dauch, C., Soula, J-C., Viallard, P., Brusset, S., (1998). Application of the Prandtl-Nadai cell model to a regional scale fault intersection: The Grésigne-Quercy block (SW France). Journal of Structural Geology, 21 (4): 449-466.

Jammes, S., G. Manatschal, L. Lavier, and E. Masini, 2009. Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees, Tectonics, 28, TC4012, doi:10.1029/2008TC002406.

Jammes S., Lavier L. et Manatschal G. (2010). – Extreme crustal thinning in the Bay of Biscay and the western Pyrenees: From observations to modeling. – Geochem. Geophys. Geosyst., 11, Q10016, doi:10.1029/2010GC003218.

Kilzi M., Grégoire M., Benoit M., Driouch Y., Bosse V., Saint Blanquat M. (de), and Debat P. Petrology and geochemistry of mafic and ultramafic metamagmatic rocks emplaced within the anatectic series of the middle crust of the Variscan Pyrenees: example of the Gavarnie-Heas dome, West Pyrenees. Lithos, in press.

Kornprobst, J. and Vielzeuf, D. 1984. Transcurrent crustal thinning: a mechanism for the uplift of deep continental crust / upper mantle associations. In Kimberlites (edited by Kornprobst, J.), Elsevier Amsterdam, 347-359.

Labaume, P., Séguret, M., et Seyve, C., 1985. Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism-: example of the Eocène south-pyrenean basin. Tectonics, 4, 7:661-685.

Lacan, P., 2008. Activité sismotectonique plio-quaternaire de l'Ouest des Pyrénées. Doctorat UPPA, 284 p.

Lagabrielle Y. and Bodinier JL, 2008. Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. Terra Nova, 20, 11–21.

Lagabrielle, Y., Labaume, P., and de Saint Blanquat, M. 2010. Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. Tectonics, vol. 29, TC4012, doi:10.1029/2009TC002588.

Laumonier B., 2000. Chevauchements hercyniens précoces et évolution des bassins syn-orogéniques (Culm) des Pyrénées. RST 2000, Paris.

Laumonier, B., et Baetens, E., 1986. Tectonique tangentielle alpine dans le Paléozoïque inférieur de la région de Prats de Mollo (Pyrénées orientales, frontière franco espagnole). C.R. Acad. Sc. Paris, 302:363-366.

Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zannetin B. (1986) – A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali-Silica diagram. *Journal of Petrology*, vol. 27, p. 745-750.

Le Fur Balouet, S., 156et Cabanis, B., 1988. Etude géochimique du magmatisme crétacé pyrénéen-: sa place dans l'évolution géodynamique de la chaåne. C.R. Acad. Sc. Paris, 306:1451-1457.

Le Pichon, X., Bonnin, J., et Sibuet, J.C., 1970. La faille nord pyrénéenne-: faille transformante liée à l'ouverture du golfe de Gascogne. C.R. Acad. Sc. Paris, 271:1941-1944.

Le Roux V, Bodinier J.-L., Tommasi A. et al. (2007). – The Lherz spinel lherzolite: Refertilized rather than pristine mantle. – Earth Planet. Sci. Lett., 259, (3-4), 599-612, doi:10.1016/j.epsl.2007.05.026.

Le Roux V., Bodinier J.L., Alard O., et al., 2009. Isotopic decoupling during porous melt flow: A case-study in the Lherz peridotite. Earth And Planetary Science Letters, 279, 1-2, 76-85.

Lézin C. (2000) - Analyse des faciès et stratigraphie intégrée : application aux événements du passage Lias-Dogger sur la plate-forme du Quercy. Thèse Université Paul-Sabatier. Strata, vol. 35.

Lézin C., Pélissié Th. et J.-G. Astruc, 2013. Contrôle de la tectonique syn-sédimentaire multi-échelle sur la sédimentation jurassique dans le Quercy et Paléokarst quercynois : Formation, remplissages, contenu paléontologique et exploitation. Livret-guide, excursion de l'association des géologues du Sud-Ouest, novembre 2013. 50 p.

Mattauer, M., 1968. Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 2, X, 1:3-12.

Mattauer, M., 1985. Présentation d'un modèle lithosphérique de la chaîne des Pyrénées. C. R. Acad. Sc. Paris, 300:71-74.

McCaig, A.M. et McClelland, E.M. 1990. Palaeomagnetic techniques applied to thrust belts. In: Thrust Tectonics Conference, University of London (Edited by McClay, K.R.).

Moine, B., Fortune, J. P., Moreau, P., et Viguier, F. (1989). Comparative mineralogy, geochemistry, and conditions of formation of two metasomatic talc and chlorite deposits; Trimouns (Pyrenees, France) and Rabenwald (Eastern Alps, Austria). Economic Geology, 84(5), 1398 -1416. doi:10.2113/gsecongeo.84.5.1398

Monchoux P., 1971. Comparaison et classement des massifs de lherzolite de la zone mésozoïque Nord-Pyrénéenne. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 107, 3-4, 393-407.

Monchoux P., 1972. Roches à sapphirine au contact des lherzolites pyrénéennes. Contr. Mineral. and Petrol., 37 : 47–64, 1972.

Monchoux P., and L. Roux. Péridotites et amphibolites à sapphirine du massif de Castillon (pyrénées ariégeoises). C. R. Acad. Sci. Paris, 276, 1973.

Monchoux, P., 1970. Les lherzolites pyrénéennes. Contribution à l'étude de leur minéralogie, de leur genèse et de leurs transformations. Thèse d'état. Toulouse, 180p.

Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M., et Thuizat, R., 1986. K-Ar study of Cretaceous magmatism and metamorphism in the Pyrénées-: age and length of rotation of the Iberian peninsula. Tectonophysics, 129:257-273.

Morris R.G., Sinclair H.D. et Yelland A.J., 1998. Exhumation of the pyrenean orogen: implications for sediment discharge. Basin Research, 10, 69-85.

Mouline, M-P., (1989) - Sédimentation continentale en zone cratonique : le Castrais et l'Albigeois au Tertiaire. Thèse de doctorat de l'Université de Bordeaux, 1030 p.

Munoz J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt : ECORS-Pyrenes crustal balanced cross-section. In: McClay K.R. (Ed.), Thrust Tectonics. Chapman and Hall, pp. 235-246.

Munoz, J.A., Sàbat, F., et Santanach, P., 1983. Cisaillements alpins et hercyniens dans le versant méridional de la zone axiale des Pyrénes entre le Freser et le Ter (Pyrénées catalanes). C.R. Acad. Sc. Paris, 296:1453-1458.

Muratet, B., (1983) – Géodynamique du Paléogène continental en Quercy – Rouergue. Analyse de la sédimentation polycyclique des bassins d'Asprières (Aveyron), Maurs (Cantal) et Varen, (Tarn et Garonne, Tarn). Thèse Université Paul Sabatier, Toulouse, 188 p.

Nehlig P., Leyrit H., Arnaud N., Baudoin V., Binet F., Boudon G., Collomb A., Dardon A., Demange J., Durance G., Fontaine-Vive M., Fréour G., Goër de Herve A. (de), Guérin H.M., Jamet A., Lambert A., Legendre C., Maurizot-Blanc C., Michon L., Milési J.P., Pilet S., Vatin-Pérignon N., Vannier W., Watelet P. (2001) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Murat (788) – Orléans : BRGM. Notice explicative par Nehlig P. et al. (2001), 264 p.

Olivet J.L., 1996. La cinématique de la plaque ibérique. Bulletin des Centres de Recherches Exploration - Production ELF Aquitaine, 20, 1, 131-195.

Parseval P. (de), 1992. Etude minéralogique et géochimique du gisement de talc et chlorite de Trimouns (Pyrénées, France). Thèse de Doctorat, Université Paul-Sabatier, Toulouse, 309p.

Pélissié T., Astruc J. G. (1996) - Tectonique synsédimentaires et dissolution d'évaporites dans les dépôts du jurassique moyen et supérieur des Causses du Quercy. Géologie de la France, n°4, pp. 23-32.

Peybernès B., Pélissié T., (1985) - Esssai de reconstitution de la paléogéographie des dépôts contemporains de la fin du rifting téthysien avant la transgression bathonienne sur le « Haut-fond occitant » (SW de la France). C.R. Acad. SC. Paris, (II), 301, 533-538.

Pin, C., et Vielzeuf, D., 1983. Granulites and related rocks in Variscan median Europe-: a dualistic interpretation. Tectonophysics, 93:47-74.

Plaziat, J-C., (1981). Late Cretaceous to Late Eocene palaeogeographic evolution of Southwest Europe, (1981). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 36:263-320.

Postaire, B., 1983.158158 Systématique Pb commun et U - Pb sur Zircons. Applications aux roches de haut grade métamorphique impliquées dans la chaine hercynienne (Europe de l'ouest) et aux granulites de Laponie (Finlande). 158Bull. Soc. Geol. Mineral. Bretagne, (C), 15(1):29-72.

Pouget, P., Lamouroux, C., Dahmani, A., Debat, P., Driouch, Y., Mercier, A., Soula, J.-C. And Vezat, R., 1989. Typologie et mode de mise en place des roches magmatiques dans les Pyrénées hercyniennes. Geol. Rundsch., 78: 537-554.

Poujol, M. Boulvais, P. et Kosler J., 2010. Regional-scale Cretaceous albitization in the Pyrenees: evidence from in situ U–Th–Pb dating of monazite, titanite and zircon. Journal of the Geological Society, London, Vol. 167, 2010, pp. 751–767. doi: 10.1144/0016-76492009-144.

Pous J., Munoz J.A., Ledo J.J., et Liesa M., 1995. Partial melting of subducted continental lower crust in the Pyrenees.J. Geol. Soc., 152, p.217-220.

Rey J., Cubaynes R., Hantzpergue P. et Pélissié T. (1995) - Du Lias nord-aquitain aux molasses miocènes. Généralités. Strata, (2), 26, p. 19-62

Rigo A., Pauchet H., Souriau A., Grésillaud A., Nicolas M., Olivera C. and Figueras S., 1997. The February 1996 earthquake sequence in the eastern Pyrenees: first results, J. Seismology 1(1), 3-14.

Rocher M., Lacombe O., Angelier J, et al., 2000. Cenozoic folding and faulting in the south Aquitaine Basin (France): insights from combined structural and paleostress analyses. Journal of Structural Geology, 22, 5, p.627-645.

Roubichou P., 1979. Les formations métamorphiques de la région de Leyme pres Saint-Céré (Lot) – Etude structurale et pétrographique. Doctorat, Université d'Orléans, 161p. Document BRGM n°18.

Roure F., Choukroune P., Berastegui X., Munoz J. A., Villien A., Matheron P., Bareyt M., Seguret M., Camara P. et Deramond J. 1989. ECORS deep seismic data and balanced cross-sections: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. Tectonics, 8, 41-50.

Roux, L., 1977. L'évolution des roches du faciès granulite et le problème des ultramafites dans le massif de Castillon (Ariège). 158Thèse d'état, Toulouse, 487p.

Saint Blanquat (de) M., Brunel M., et Mattauer M., 1986. Les zones de cisaillements du massif Nord Pyrénéen du Saint Barthélémy, témoins probables de l'extension crustale d'âge crétacé. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série II, 303, 1339-1344.

Saint Blanquat (de) M., Lardeaux J.M., et Brunel M., 1990. Petrological arguments for high temperature extensional deformation in the Pyrenean variscan crust (Saint Barthélémy massif, Ariège, France). Tectonophysics, 177, 245-262.

Saint Blanquat (de), M., 1989. La faille normale ductile du Massif du Saint Barthélémy. Age et signification de l'extension crustale dans la Zone Nord Pyrénéenne. Doctorat, Université de Montpellier II, 272p.

Saint-Blanquat (de) M., 1993. La faille normale ductile du massif du Saint Barthélémy. Evolution hercynienne des massifs nord-pyrénéens catazonaux considérée du point de vue de leur histoire thermique. Géodynamica Acta, 6, 1, 59-77.

Schärer U., Parseval (de) P., Polvé M., and Saint Blanquat (de) M., 1999. Formation of the Trimouns talc-chlorite deposit (Pyrenees) from persistant hydrothermal activity between 112 and 97 Ma. Terra Nova, 11, 30-37.

Schott, J.J., et Péres, A., 1988. Paleomagnetism of Permo - triasic red beds in the western Pyrenees-: evidence for strong clockwise rotations of the Paleozoic units. Tectonophysics, 156:75-88.

Séguret M., Daignières M., et équipe profil ECORS, 1985. Coupes balancées d'échelles crustale des Pyrénées. C.R. Acad. Sc. Paris, 301:341-345.

Serrano, O., Delmas, J., Hanot, , F., Vially, R., Herbin, J-P., Houel, P., Tourlière, B. (2006). Le Bassin d'Aquitaine : valorisation des donnée sismiques, cartographie structurale et potentiel pétrolier. Ed. BRGM, 245p, 142 Figs., 17 Tab., 17 An.

Simon-Coinçon, R. et J.-M. Schmitt (1999) - Evolution géologique et histoire paléoenvironnementale du bassin des Grands Causses. Rapport technique LHM/RD/99/52, Centre d'Informatique Géologique, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.

Souquet, P., et Debroas, E.J., 1980. Tectorogénèse et évolution des bassins de sédimentation dans le cycle alpin des Pyrénées. Mém. B.R.G.M., 107:213-233.

Souquet, P., et Peybernès, B., 1987. Allochtonie des massifs primaires nord - pyrénéens des pyrénées centrales. C.R. Acad. Sc. Paris, 305:733-739.

Souriau A. and Pauchet H., 1997. A new synthesis of Pyrenean seismicity and its tectonic implications. Tectonophysics, 290, 221-244.

Souriau A., Chevrot S., Olivera C., 2008. A new tomographic image of the Pyrenean lithosphere from teleseismic data. Tectonophysics, 460, 1-4, p.206-214.

Souriau A., Sylvander M., Rigo A., et al., 2001. Pyrenean tectonics: main seismological constraints. Bulletin de la Société Géologique de France, 172, 1, p.25-39.

Souriau, A. and Granet, M., 1995. A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data. J. Geophys. Res., 100, 18 117-18 134.

Tambareau, Y., Crochet, B., Vilatte, J. Déramond, J., Evolution tectono-sédimentaire du versant nord des Pyrénées centre-orientales au Paléocène et à l'Eocène., (1995). Bulletin de la Société Geologique de France, 166:375-387.

Teixell A., 1990. Alpine thrusts at the western termination of the Pyrenean axial zone. Bull. Soc. géol. France, , 8, VI, 2, p.241-250.

Teixell A., 1996. The Anso transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries. Journal of the Geological Society 153, 301-310.

Teixell A., 1998. Crustal structure and orogenic material budget in west central Pyreness. Tectonics17, 395-406.

Thiébaut, J., 1973. Au sujet des ophites des Pyrenees (le point des travaux actuels). Annales Scientifiques de l'Universite de Besancon. Geologie, 1973, Issue 20, pp.5-14.

Thiébaut, J., Durand-Wackenheim, C., Debeaux, M., et Souquet, P. (1992). Métamorphisme des évaporites triasiques du versant nord des Pyrénées centrales et Occidentales. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 128, 77-84.

Van den Eeckhout, B., 1986. A case study of a mantled gneiss antiform, the Hospitalet massif, Pyrennees (Andorra, France). Geologica Ultraectina, 45, 196p.

Van der Voo, R., et Boessenkol, A., 1973. Permian paleomagnetic results from the western Pyrenees delineating the plate boudary between the Iberian peninsula and stable Europa. Jl. of Geophys. Res., 78,23:5118-5127.

Vergés J. and Muñoz J.A., 1990. Thrust sequences in the southern central Pyrenees. Bull. Soc. géol. France, 8, VI, 2, p.265-272.

Vielzeuf D., Kornprobst J., 1984. Crustal splitting and the emplacement or Pyrenean lherzolites and granulites. Earth and Planetary Science Letters, 67, 87-96.

Vielzeuf, D., 1984. Relations de phases dans le facies granulite et implications geodynamiques. L'exemple des granulites des Pyrénées. Thèse d'état, Université de Clermont Ferrand.

Vila M., Pin C., Liesa M., et al., 2007. LP-HT metamorphism in a late orogenic transpressional setting, Albera Massif, NE Iberia: implications for the geodynamic evolution of the Variscan Pyrenees. Journal of Metamorphic Geology, 25, 3, 321-347.

Wickham S.M. and Oxburgh E.R. (1986) A rifted tectonic setting for Hercynian high-thermal gradient metamorphism in the Pyrenees. Tectonophysics, 129, 53-69.

Wickham, S.M. 1987. Crustal anatexis and granite petrogenesis during low pressure regional metamorphism; the Trois-Seigneurs Massif, Pyrenees, France. J. Petrol. 28, 127-169.

Zwart HJ (1954) La géologie du massif du Saint-Barthélémy, Pyrénées, France. Leidse Geol Meded 18: 1-228

Zwart, H.J. 1979. The geology of the Central Pyrenees. Leidse Geol. Meded. 50, 74 p.

Centre scientifique et technique
3, avenue Claude-Guillemin
BP 36009
45060 – Orléans Cedex 2 – France
Tél. : 02 38 64 34 34

Service géologique régional Midi-Pyrénées
Parc technologique du Canal
3, rue Marie Curie, Bât. ARUBA, BP 49,
31527 – Ramonville-Saint-Agne – France
Tél. : 05 62 24 14 50